

Ștefan Florică

**RADONUL GEOGENIC
ÎN RELAȚIE CU CONCENTRAȚIA
DE RADON DIN INTERIOR**

Studiu de caz: Cluj-Napoca

Presa Universitară Clujeană

ȘTEFAN FLORICĂ

**Radonul geogenic în relație
cu concentrația de radon din interior**

Studiu de caz: Cluj-Napoca

PRESA UNIVERSITARĂ CLUJEANĂ

2025

Referenți științifici:

Prof. univ. dr. ing. Vlad Aurel Codrea

Dr. ing. Alexandra Cucos, CS I

ISBN 978-606-37-2614-9

© 2025 Autorul volumului. Toate drepturile rezervate.
Reproducerea integrală sau parțială a textului, prin orice mijloace, fără acordul autorului, este interzisă și se pedepsește conform legii.

Universitatea Babeș-Bolyai
Presa Universitară Clujeană
Director: Codruța Săcelean
Str. B.P. Hasdeu nr. 51
400371 Cluj-Napoca, România
Tel.: (+40)-744.687.884
E-mail: editura@ubbcluj.ro
<http://www.editura.ubbcluj.ro/>
<https://biblioteca.ubbcluj.ro/>

Cuprins

INTRODUCERE	9
CAPITOLUL 1: RADONUL	17
1.1. Proprietățile radonului	17
1.2. Sursele radonului. Uraniul	19
1.2.1. Uraniul în rocile magmatice	20
1.2.2. Uraniul în rocile metamorfice	21
1.2.3. Uraniul în rocile sedimentare	22
1.3. Generarea radonului	24
1.4. Migrarea radonului	27
1.5. Fluxul terestru de radon	28
1.6. Radonul în diferite medii	29
1.6.1. Radonul în aer	29
1.6.2. Radonul în apă	30
1.7. Radonul în interior	31
1.8. Mărimi, unități specifice și elemente de dozimetrie ale radonului	32
1.9. Expunerea la radon	33
1.9.1. Efectele asupra sănătății	33
1.9.2. Expunerea profesională	34
1.9.3. Expunerea în mediul rezidențial	35
1.10. Reglementări legislative	36
Bibliografie (Cap. 1)	37

CAPITOLUL 2: METODEDE ȘI APARATURĂ DE MĂSURARE

A RADONULUI	45
2.1. Metode generale de detecție	45
2.1.1. Metode de măsurare active	46
2.1.2. Metode și aparate de măsurare pasivă	46
2.2. Metode și aparatura folosite pentru măsurarea radonului din aer	47
2.2.1. Metoda pasivă – tehnica detectării de urme	48
2.2.2. Intercompararea rezultatelor obținute prin metoda pasivă	49
2.3. Metode și tehnici folosite pentru măsurătorile de radon în sol	56
2.3.1. Tehnica camerei de scintilație	56
2.3.2. Tehnica celulelor de ionizare	61
2.3.3. Intercompararea rezultatelor obținute prin metoda activă	63
2.4. Metode de evaluare a potențialului de radon din sol	72
2.4.1. Măsurarea permeabilității cu permeametrul Radon-Jok	72
2.4.2. Măsurarea permeabilității cu dispozitivul Bottle	74
2.4.3. Metoda Neznal de determinare a potențialului de radon	75
2.4.4. Metoda Kemski de determinare a potențialului de radon	76
2.4.5. Diagnosticul de radon al clădirilor	77
2.5. Metodele de analiză statistică folosite	78
2.6. Alte programe folosite	79
Bibliografie (Cap. 2)	80
CAPITOLUL 3: ETAPELE CERCETĂRII	85
3.1. Distribuția radonului în sol și apă la nivel național	85
3.2. Contribuția radonului geogenic la concentrația de radon din interior	91
3.3. Căile de pătrundere a radonului în interior	92
3.3.1. Aspecte geologice generale	93
3.3.2. Interpretarea rezultatelor	94
Bibliografie (Cap. 3)	98

CAPITOLUL 4: STUDIU DE CAZ – CLUJ-NAPOCA	101
4.1. Geologia și pedologia municipiului Cluj-Napoca și a ariei periurbane	102
4.1.1. Stratigrafia	102
4.1.2. Tectonica	118
4.1.3. Pedologia	119
4.2. Sumarul statisticii	130
Bibliografie (Cap. 4)	132
CAPITOLUL 5: REZULTATE	141
5.1. Analiza măsurătorilor de radon rezidențial, în raport cu geologia și pedologia zonei de studiu (Cluj-Napoca)	141
5.2. Analiza măsurătorilor de radon din sol, în raport cu geologia și pedologia zonei de studiu (Cluj-Napoca)	148
5.3. Analiza combinată a măsurătorilor de radon rezidențial și din sol, în raport cu geologia și pedologia zonei de studiu (Cluj-Napoca)	169
5.4. Discuții	171
Bibliografie (Cap. 5)	178
CAPITOLUL 6: CONCLUZII	183

Introducere

Radioactivitatea a suscitat interesul comunității științifice încă de la descoperirea fenomenului, de către Henri Becquerel, în anul 1896. Studiul radioactivității a condus la dezvoltarea unui domeniu de sine stătător, cel al radioprotecției, care studiază efectele pe care radiația ionizantă le induce asupra organismului uman.

Efectele nocive ale radiației ionizante asupra organismelor sunt binecunoscute și au fost subliniate prin evenimente de tristă amintire din istoria recentă a omenirii: accidentul nuclear de la Cernobîl, bombele nucleare lansate împotriva populației la Hiroshima și Nagasaki, testele nucleare din diferite părți ale lumii etc.

Deși radioactivitatea generată antropic poate avea un impact catastrofal și imediat asupra mediului înconjurător, un alt inamic, mult mai subtil, poate avea un impact la fel de nociv pe termen lung. Radioactivitatea naturală reprezintă principala sursă de radiație la care toată populația globului este expusă, în diferite grade, funcție de poziționarea geo-topografică și de caracteristicile geologice ale scoarței terestre. Alături de radiația terestră, generată de izotopii carbonului, potasiului și ai uraniului – regăsiți în diferite cantități în toate tipurile de roci, soluri sau ape – radiația cosmică joacă de asemenea un rol important în iradierea însumată a populației.

Radonul este considerat principala sursă de expunere la radiații ionizante a populației, iar în ultimii ani este unul dintre cei mai studiați agenți carcinogeni din mediu, fiind clasificat de organizațiile internaționale specializate în radioprotecție drept agent cancerigen de categoria

I. Deși efectele nocive ale radonului și descendenților acestuia asupra plămânilor sunt binecunoscute – fiind demonstrate prin numeroase studii epidemiologice care au indicat corelația dintre nivelurile crescute de radon și cancerul pulmonar – impactul pe care îl are asupra întregului organism este încă necunoscut.

Fiind un gaz inert, radonul are capacitatea de a se infiltra și acumula în incinte, în concentrații însemnate, care pot cauza serioase probleme de sănătate. Recomandările organizațiilor internaționale specializate în sănătate publică și radioprotecție stipulează necesitatea efectuării de măsurători sistematice și stabilirea unor niveluri de referință cu privire la expunerea la radon, precum și depistarea zonelor de risc caracterizate printr-un potențial de radon crescut.

Recomandările internaționale au fost transpuse în legislația europeană prin Directiva 2013/59/EURATOM a Consiliului din 5 decembrie 2013, care stabilește normele de securitate de bază cu privire la protecția împotriva pericolelor expunerii la radiațiile ionizante. Devine obligatoriu astfel, pentru toate statele europene, să dezvolte planuri naționale de acțiune pentru abordarea riscurilor care rezultă din expunerea la radon și să stabilească niveluri de referință ale concentrațiilor de radon din interior care să nu depășească 300 Bq/m^3 (unitatea internațională de măsură a radioactivității este becquerelul). Dacă pentru locuințele particulare directiva europeană prevede doar recomandări, pentru locurile de muncă și cele cu acces public aceasta devine obligatorie. Astfel, statele membre trebuie să asigure, prin legislații proprii specifice, limitele de doză, măsurarea cantității de radon și implementarea soluțiilor de remediere – dacă concentrația depășește nivelul de referință stabilit de fiecare stat în parte.

Directiva EURATOM a fost transpusă și în legislația românească, unde nivelul de referință a fost stabilit la 300 Bq/m^3 .

Odată cu implementarea directivei europene, majoritatea statelor membre care s-au raliat la aceasta au întreprins studii științifice cu privire la stabilirea zonelor de risc la radon. Abordările au fost din cele mai diverse, însă, în momentul de față, harta europeană de risc la radon întocmită conform recomandărilor JRC (Joint Research Centre), a presupus doar măsurători rezidențiale. Harta este divizată în celule de carioaj de $10 \times 10 \text{ km}$ (100 km^2), iar valorile măsurate pentru fiecare celulă în parte sunt

reprezentate sub forma mediei aritmetice. O astfel de abordare are unele limitări și de aceea trebuie privită cu oarecare rețineră. Abordările mai noi iau în considerare și alte variabile, precum permeabilitatea solului, pedologia, conținutul în metale radioactive al solului și geologia.

Este binecunoscut faptul că geologia reprezintă sursa principală a elementelor radioactive din care provine radonul. Cele mai multe abordări în cartografierea radonului geogenic și a potențialului de radon au la bază componenta geologică. Care este relația radonului geogenic cu radonul din interior, care sunt căile de pătrundere și care variabile influențează migrarea și acumularea radonului în incinte, reprezintă întrebări ale căror răspunsuri țin de specificitatea fiecărei țări în parte.

Lucrarea de față își propune să răspundă la o parte dintre aceste întrebări și să contribuie, alături de studiile existente la ora actuală în România, la o cunoaștere mai aprofundată a problematicii radonului.

Acest studiu reprezintă parțial o parte integrantă a proiectului SMART-RAD-EN (Sisteme inteligente privind siguranța populației prin controlul și reducerea expunerii la radon corelate cu optimizarea eficienței energetice a locuințelor din aglomerări urbane importante din România), cofinanțat din Fondul European de Dezvoltare Regională prin Programul Operațional Competitivitate 2014-2020, Contract Nr.22/01.09.2016, ID P_37_229, cod MySms 103427. Proiectul de cercetare a vizat creșterea siguranței populației, optimizarea eficienței energetice a locuințelor și îmbunătățirea calității mediului interior prin dezvoltarea de sisteme inteligente integrate pentru monitorizarea, controlul și reducerea expunerii la radon și o serie de alți poluanți casnici, în 5 așezări urbane din România: București, Timișoara, Iași, Sibiu și Cluj-Napoca.

Obiectivul central al lucrării este acela de a aborda radonul din punct de vedere geologic și de a identifica care este relația dintre geologie, pedologie și concentrația de radon rezidențial. Nu în ultimul rând, acest demers și-a propus să identifice anumite zone de risc geogenic și să verifice dacă potențialul de radon, alături de geologie, poate fi considerat într-un demers ulterior de identificare și trasare a zonele de risc.

Pentru o mai bună înțelegere a fenomenului, pornind de la necesitatea efectuării de măsurători suplimentare față de cele prevăzute în proiect, s-a decis ca Municipiul Cluj-Napoca să fie tratat ca studiu de caz și să

reprezintă subiectul central al acestei lucrări. Pentru colectarea datelor au fost necesare 6 campanii de teren, care s-au desfășurat între anii 2016-2020. Primele patru campanii s-au desfășurat sub egida proiectului SMART-RAD-EN, ultimele două campanii fiind realizate prin grantul doctoral, sub îndrumarea Prof. Univ. Dr. Vlad Codrea și cu sprijinul Laboratorului de încercări radon „Constantin Cosma” (LiRaCC) al Facultății de Știința și Ingineria Mediului, din cadrul Universității Babeș-Bolyai.

Prima campanie de teren s-a desfășurat în perioada **noiembrie 2016 – ianuarie 2017**, când au fost stabilite clădirile care vor fi incluse în studiu și a fost amplasată prima serie de detectori. Selecția clădirilor (locuințe) a fost realizată aleatoriu, în baza disponibilității beneficiarilor care au participat voluntar la acest studiu. La nivelul celor 5 așezări urbane participante la studiu, un total de 1000 de case particulare au fost monitorizate pentru radon, măsurătorile fiind realizate cu câte doi detectori pentru fiecare clădire. În municipiul Cluj-Napoca au fost investigate un număr de 256 de reședințe particulare.. S-au folosit detectori de urme CR39 (RSKS, Radosys, Ungaria) care au fost amplasați în camere diferite, la nivelul aerului respirabil, departe de surse de căldură sau sisteme de aerisire. În această etapă s-au completat chestionare cu privire la detaliile arhitecturale și ocupaționale și s-au colectat informații despre studiile geotehnice ale amplasamentelor, date care au fost folosite ulterior în analiza științifică.

A doua campanie de teren s-a desfășurat în perioada **iunie – iulie 2017** când, după 6 luni de la începerea monitorizării, prima serie de detectori a fost înlocuită cu cea de-a doua serie.

A treia campanie a constat în colectarea celei de-a doua serii de detectori și s-a desfășurat în perioada **decembrie 2017 – ianuarie 2018**, tot la 6 luni distanță de la amplasarea acestora. La finalul fiecărei campanii de monitorizare cu detectori pasivi, aceștia au fost developeți și citiți în laborator, conform protocolului care va fi prezentat în capitolul 2 al cărții.

A patra campanie de teren a avut loc în perioada **iunie – august 2018**, când s-au efectuat măsurătorile în sol și diagnosticul detaliat pentru 100 de case care au prezentat valori ale concentrației de radon în interior mai mari de 250 Bq/m³. În această etapă, la nivelul municipiului Cluj-Napoca, s-au diagnosticat 36 de case. Tot în această campanie s-au instalat aparate

care au înregistrat continuu concentrația de radon în timp real, precum și detectori pentru compuși carbonilici, respectiv compuși organici volatili.

Ultimele două campanii de teren s-au desfășurat în intervalele **august – noiembrie 2018** (*campania cinci*) și **iulie – noiembrie 2019** (*campania șase*). În aceste două etape s-au efectuat măsurători în sol, pe diferite profile geologice, care au acoperit majoritatea formațiunilor geologice din Cluj-Napoca și zonele adiacente.

Deoarece o parte din acest studiu s-a desfășurat sub egida unui proiect de cercetare care a implicat o echipă de cercetători, se justifică prezentarea contribuției personale în toate cele 6 campanii amintite mai sus. Astfel, în primele trei campanii de teren, am participat activ la identificarea clădirilor și amplasarea detectorilor pentru municipiul Iași și parțial pentru Cluj-Napoca. La finalul celei de-a doua și a treia campanii, am participat, parțial, la dezvoltarea și citirea detectorilor, precum și la interpretarea rezultatelor. În cea de-a patra campanie am participat la efectuarea de măsurători de diagnostic la toate amplasamentele vizate din municipiile Iași, București și parțial în Cluj-Napoca, inclusiv la interpretarea rezultatelor. În ultimele două campanii am efectuat pe cont propriu măsurătorile pe transecte geologice precum și interpretarea rezultatelor.

Primul capitol al cărții include aspecte generale privind proprietățile gazului radon și sursele acestuia, modul de generare și migrare precum și prezența acestuia în diverși factori de mediu (apă, aer și sol). De asemenea sunt prezentate succint efectele dăunătoare pe care radonul le are asupra sănătății și care sunt reglementările internaționale și naționale cu privire la politica de combatere a acestora.

Capitolul doi descrie metodele și tehnicile de măsurare utilizate în prezentul demers științific, precum și metodele de calcul pentru diferitele reprezentări ale concentrației de radon și ale permeabilității solurilor. În acest capitol sunt incluse rezultatele exercițiilor internaționale de intercomparare a metodelor și a aparaturii folosite în acest studiu. De asemenea, sunt amintite metodele statistice utilizate pentru analiza datelor și sunt prezentate toate programele folosite pentru elaborarea acestei lucrări.

Capitolul trei prezintă o parte din rezultatele obținute în urma cercetărilor efectuate în proiectul SMART-RAD-EN din care am făcut parte. Aceste rezultate reprezintă primele etape ale studiului de față care au condus la

trasarea transectelor geologice și tratarea municipiului Cluj-Napoca ca studiu de caz. Capitolul este divizat în 3 subcapitole în care se prezintă datele publicate în 3 articole științifice, la care am avut o contribuție substanțială. Primul subcapitol conține date din două proiecte de cercetare ale căror rezultate au condus la realizarea primei hărți de radon din apă și sol din România. Este vorba despre toate datele rezultate din proiectul RAMARO (Radon Map (rezidențial, geogenic, water) for Center, West and NorthWest regions from Romania), la care s-au adăugat măsurătorile de radon din sol provenite din etapa de diagnostic din proiectul SMART-RAD-EN. Această etapă a oferit indicii cu privire la influența geologiei asupra concentrațiilor de radon din sol și ape din mai multe regiuni din România și a reprezentat unul din punctele de plecare care fac subiectul acestei cărți. În al doilea subcapitol sunt prezentate datele de măsurători de interior, aferente municipiului Cluj-Napoca, rezultate după prima campanie de măsurare din proiectul SMART-RAD-EN. În această etapă am realizat o hartă preliminară a concentrațiilor de radon din interior pentru municipiul Cluj-Napoca și am identificat o potențială sursă geologică responsabilă pentru valorile mari înregistrate. Rezultatele au fost publicate într-un articol științific, la care am contribuit atât prin analiza datelor precum și prin redactarea acestuia. În al treilea subcapitol sunt prezentate datele din proiectul SMART-RAD-EN rezultate din măsurătorile din interior și din etapa de diagnostic. Datele au fost analizate pentru a identifica sursa radonului în interior pentru 100 de clădiri din toate cele 5 așezări urbane participante la studiul din proiectul SMART-RAD-EN (Cluj-Napoca, Timișoara, Sibiu, București și Iași) și pentru a stabili dacă există o relație între radonul geogenic și concentrația de radon din interior. Rezultatele au fost publicate într-un articol științific la care am contribuit atât prin analiza datelor precum și prin redactarea acestuia.

Deoarece în acest punct al cercetării nu am putut stabili cu exactitate care este influența geologică asupra concentrației de radon din interior, am efectuat o serie de studii suplimentare la nivelul municipiului Cluj-Napoca, pe care l-am tratat ca studiu de caz separat.

Capitolul patru reprezintă studiul de caz Cluj-Napoca, în care se prezintă aspectele geologice și pedologice care caracterizează zona de studiu, precum și sumarul statisticii măsurătorilor luate în considerare. Alături

de datele provenite din măsurătorile de radon efectuate în sol pe transecte geologice, au mai fost analizate datele provenite din măsurătorile de radon în sol din etapa de diagnostic, precum și toate datele rezultate din măsurătorile de radon rezidențial din Cluj-Napoca, realizate în proiectul SMART-RAD-EN.

Capitolul cinci conține analiza statistică detaliată a datelor folosite în Studiul de caz Cluj-Napoca și rezultatele acesteia. Capitolul este împărțit în patru subcapitole. În primul subcapitol sunt analizate măsurătorile de radon rezidențial, iar în cel de-al doilea capitol sunt analizate măsurătorile de radon în sol, ambele în raport cu pedologia și geologia zonei. În al treilea subcapitol este realizată o analiză combinată a măsurătorilor de radon rezidențial și din sol în raport cu geologia și pedologia zonei. Ultimul subcapitol, cel de discuții, conține interpretarea analizei statistice și rezultatele acesteia.

În ultima parte a cărții sunt expuse concluziile rezultate din fiecare etapă de cercetare precum și din studiul de caz Cluj-Napoca. Sunt prezentate, de asemenea, aspectele care rămân deschise în abordarea radonului din punct de vedere științific.

Capitolul 1

Radonul

Radonul este un gaz radioactiv omniprezent în mediul înconjurător. Este generat natural și prezența lui este interdependentă de seriile de dezintegrare ale uraniului - element ce se găsește în toate tipurile de roci și soluri, într-o cantitate mai mare sau mai mică, în funcție de geneza acestora. Radonul poate migra din roci în sol și mai apoi se poate infiltra și acumula în incintele clădirilor, la niveluri de concentrație care pot fi problematice din punct de vedere medical. Cercetările din ultimii ani au arătat că acesta reprezintă principala sursă de iradiere a populației, fiind totodată catalogat drept agent cancerigen de categoria I (IARC, 1988; ICRP, 2007; UNSCEAR, 2008; WHO, 2009).

În acest capitol vor fi tratate și analizate pe larg proprietățile radonului, sursele și generarea sa în mediile geologice, prezența în diferitele medii (aer, apă și sol), acumularea radionuclizilor în interiorul clădirilor, efectele asupra sănătății precum și reglementările internaționale și naționale cu privire la referințele concentrației radonului.

1.1. Proprietățile radonului

Radonul este elementul chimic cu numărul atomic 86 din tabelul lui Mendeleev, component al grupei a VIII-a, cea a gazelor nobile. Este incolor, inodor și insipid, fiind generat pe cale naturală ca produs de dezintegrare

al radiului, care derivă din seriile radioactive naturale ale uraniului și toriului. Deși este aproape inert din punct de vedere chimic, potențialul său de ionizare de numai 10,7 eV face posibilă existența unor interacțiuni cu fluorul (ca rezultat, fluorura de radon) și, de asemenea, poate conduce la formarea de clatrați ai unor compuși hidrogenați (Cosma și Jurcuț, 1996). Dintre gazele nobile, radonul este cel mai greu, are cele mai înalte puncte de topire și de fierbere, și totodată cea mai mare presiune critică și temperatură critică. Solubilitatea sa relativ ridicată face ca radonul să fie adsorbit cu ușurință atunci când apa traversează soluri și roci care conțin radon. Astfel se explică prezența sa în cantități importante în unele ape de izvor și zăcămintele acvifere. Coeficientul de solubilitate al radonului, la temperatura de 20 °C, este mai ridicat în aer decât în apă, ceea ce înseamnă că se va distribui cu precădere în atmosferă, la un raport de 4:1 față de apă. Radonul se dizolvă foarte ușor în solvenți organici și este ușor adsorbit de către cărbune și silicagel. În consecință, radonul poate fi îndepărtat dintr-o probă de aer prin trecerea acesteia printr-un filtru cu cărbune activ, răcit până la temperatura de -78,5 °C, iar mai apoi poate fi desorbit, încălzind cărbunele până la temperatura de 350 °C (Tommasino, 2005).

Radonul ($_{86}\text{Rn}$) are 37 de izotopi radioactivi cunoscuți, de la ^{195}Rn la ^{231}Rn . Datorită timpilor de înjumătățire scurți, majoritatea acestor izotopi nu prezintă o contribuție semnificativă la expunerea naturală, deoarece probabilitatea de a se dezintegra înainte de a ajunge în atmosferă este mult mai mare față de radon. Pe de altă parte, izotopul ^{222}Rn , descendent al ^{226}Ra și cu originea în seria ^{238}U , are un timp de înjumătățire de 3,8 zile, timp suficient ca acesta să se acumuleze în concentrații semnificative. O consecință deosebită în iradierea populației nu o are radonul *per se*, cât mai ales descendenții care se formează prin descompunere și care contribuie activ la iradierea internă și externă. Este vorba despre izotopii radioactivi ^{218}Po , ^{214}Pb , ^{214}Bi și ^{214}Po , care provin din seria uraniului (^{238}U) și care mai poartă denumirea de descendenți ai radonului (vezi Figura 1). Astfel, în cele ce urmează, când ne referim la radon, vom vorbi despre ^{222}Rn , deoarece acesta este cea mai dominantă sursă de expunere a populației la radiația ionizantă și, nu în ultimul rând, face obiectul demersului științific al studiului de față.

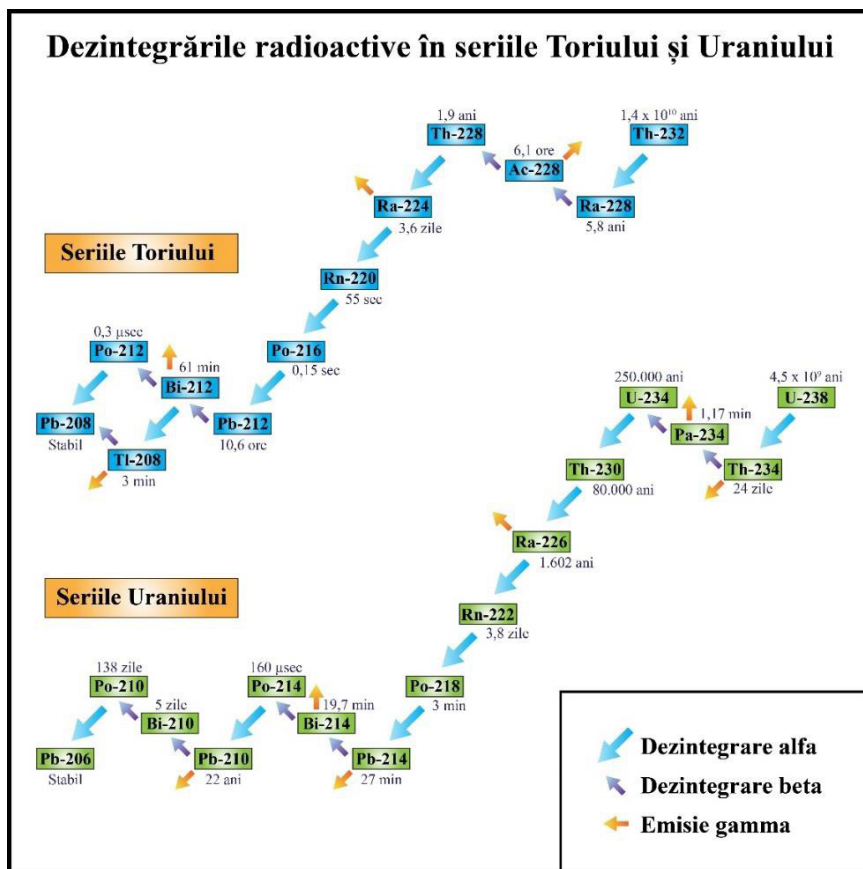


Figura 1. Seriile de dezintegrare ale uraniului și toriului și produșii acestora de filiație (redesenat după Ud-Din Khan și Nakhabov, 2020).

1.2. Sursele radonului. Uraniu

Radonul se formează continuu în crusta terestră prin dezintegrarea uraniului aflat în diferite asociații minerale. Caracterizat printr-o activitate chimică ridicată, uraniul intră ușor în reacție cu alte elemente chimice, conducând la formarea atât de minerale propriu-zise de uraniu, dar și de minerale accesorii cu conținut de uraniu. Deși abundența crustală a uraniului este relativ scăzută (2,7 ppm), 5 % dintre mineralele cunoscute în prezent conțin uraniu drept constituent principal. Pe lângă acestea, mineralele accesorii, concentratoare de uraniu, sunt mult mai numeroase.

În natură uraniul se găsește în stările de oxidare U^{6+} și U^{4+} , precipitarea mineralelor fiind mediată de valorile pH și Eh . În condiții oxidante, U^{6+} se prezintă sub formă de ionul uranil UO_2^{2+} , cu solubilitate ridicată în apă, iar în condiții reducătoare U^{4+} precipită ca uraninit, fiind insolubil în apă (Abdelouas et al., 1999). Cele mai importante minerale de U^{4+} sunt uraninitul sau pechblenda, coffinitul și branneritul. Datorită complexității chimice și structurale, mineralele cu U^{6+} sunt grupate în oxihidroxizi, silicați, carbonați, fosfați, arseniți, vanadați, molibdați, wolframați, sulfați, seleniți și teluriti.

Încorporarea uraniului în structura mineralelor accesorii se petrece în fazele târzii ale diferențierii magmatice, prin procesele de izomorfism, iar redistribuirea geochimică a elementelor va fi condiționată de interacțiunea dintre rocă și fluide care conțin volatile (Cl^- , F^- , CO_3^{2-}) și cationi (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Al^{3+} , Si^{4+} , Sn^{4+}). Principalele minerale cu conținut ridicat de uraniu sunt euxenit, samarskit, monazit, zircon, xenotim, titanit, piroclor, steenstrupin, brabantit, betafit, thorit, zirconolit, columbit, tantalit și apatit (Murariu, 2005). Uraniul se găsește în toate mediile geologice, în toate tipurile de roci și soluri, într-o cantitate mai mică sau mai mare, în funcție de geneza acestora.

1.2.1. Uraniul în rocile magmatice

În rocile magmatice uraniul se prezintă sub formă de minerale de uraniu propriu zise, minerale cu conținut de uraniu, precum și ca element de substituție în rețelele cristaline ale unor minerale. De asemenea, uraniul mai poate fi adsorbit la suprafața cristalelor și granulelor sau se poate afla în spațiul intergranular. Nu în ultimul rând, poate fi încapsulat în incluziunile fluide ale mineralelor sau în defectele structurale ale rețelelor cristalelor, inclusiv pe planele de clivaj. În magmatogeneză uraniul se acumulează în fazele finale ale diferențierii magmatice, având o afinitate deosebită pentru rocile acide. Distribuția geochimică cantitativă a uraniului în rocile magmatice evidențiază o creștere a concentrațiilor de uraniu de la rocile bazice și ultrabazice spre cele intermediare și acide (e.g., Stoici și Tătaru, 1988; Cosma și Jurcuț, 1996; Murariu, 2005). Se observă, de asemenea, corelația pozitivă dintre conținutul de uraniu și cele de SiO_2 și K_2O , și negativă față de conținutul de CaO (Stoici și Tătaru, 1988).

În România, cele mai mari valori medii ale radioactivității magmatitelor au fost determinate în riolite și granite, iar cele mai mici valori în dunite, gabbrouri și bazalte, confirmând astfel tendința de creștere a concentrațiilor de elemente radioactive odată cu diferențierea magmatică. În Tabelul 1 sunt prezentate principalele magmatite din România și valorile de U, SiO₂, CaO, K₂O ai acestora:

Tabelul 1. Valorile U, SiO₂, CaO și K₂O în magmatitele din România (după Murariu, 2005 – sensu Stoici și Tătaru, 1988).

Roca	U (ppm)		SiO ₂ (%)		CaO (%)		K ₂ O(%)	
	Limite	Media	Limite	Media	Limite	Media	Limite	Media
<i>roci plutonice</i>								
Dunite	0,3-0,5	0,4	42,3-48,2	45	8,9-12,3	10,8	0,1-0,2	0,15
Gabbrouri	0,1-2,0	0,8	45,1-53,1	49,4	7,9-14,8	9,7	0,1-2,3	0,9
Diorite	0,6-3,1	1,9	50,3-68,8	56,5	2,6-13,4	6,3	0,4-4,5	2,1
Granodiorite	0,7-4,9	2,8	58,2-69,0	64,3	2,5-3,3	3,4	0,7-5,7	2,6
Granite	1,5-7,9	3,7	66,3-77,3	70,9	0,7-3,5	1,7	1,6-5,7	3,9
Media	2,4		60,7		4,8		2,5	
<i>roci vulcanice</i>								
Bazalte	0,2-2,7	1,2	45,0-55,5	46,4	1,2-13,2	7,6	0,0-2,9	1
Andezite	0,5-4,4	1,9	47,0-60,8	55,7	1,2-10,3	5,4	0,2-3,7	1,9
Dacite	1,0-4,6	2,5	58,5-69,9	64	0,5-5,5	2,7	1,5-4,4	2,7
Riolite	2,1-8,3	3,9	86,6-78,6	72	0,3-4,1	1,2	1,1-7,2	4,6
Media	2,1		56,5		5,1		2,4	

1.2.2. Uraniul în rocile metamorfice

Conținutul în uraniu al rocilor metamorfice depinde în principal de poziția și natura rocilor parentale supuse proceselor de metamorfism și mai puțin de gradul de metamorfism sau vârsta metamorfitelor (Murariu, 2005). Prin îngropare, sub influența temperaturilor și presiunilor înalte, rocile parentale se metamorfozează (și uneori se topesc), ceea ce favorizează fracționarea și concentrarea uraniului (Klepper și Wyant, 1957). Mobilitatea uraniului este condiționată și guvernată de prezența volatilelor și a soluțiilor rezultate din reacțiile de deshidratare, concentrația acestuia descrescând odată cu creșterea temperaturii și presiunii (Heier, 1979; Ahmad și Wilson, 1981). Astfel, în cazul unui metamorfism de intensitate ridicată, uraniul poate migra ascendent prin crustă, favorizând o sărăcire a rocilor în care acesta a precipitat inițial, aspect specific faciesului granulitic (Dostal și

Capredi, 1978; Heier, 1979). Uraniul se poate remobiliza *in situ* și poate cristaliza sub formă de uraninit în condițiile unui metamorfism mediu până la ridicat, sau pechblendă în condițiile metamorfismului de intensitate scăzută, aspect specific faciesului amfibolitic. Deși metamorfitele faciesului granulitic acumulează în general cantități mai mici de uraniu față de cele ale faciesului amfibolitic, prezența grafitului în timpul metamorfismului granulitic poate reduce mobilitatea uraniului și a concentrației acestuia (Murariu, 2005).

Similar cazului rocilor magmatice, în rocile metamorfice uraniul se formează atât minerale principale, dar apare frecvent și în mineralele accesorii, de exemplu zirconul și apatitul. Mai rar ocupă defecte structurale în rețeaua cristalină, este adsorbit la suprafața grăuntelui mineral sau se fixează pe planele de clivaj (Ahmad și Wilson, 1981).

Din cercetările efectuate în România cu privire la distribuția cantitativă a metalelor radioactive în metamorfite, reiese că rocile metamorfice cu cel mai mare conținut de uraniu sunt epimetamorfitele Grupului de Tulgheș, la polul opus aflându-se rocile amfibolice, cuarțitele, calcarele și dolomitele cristaline (Murariu, 2005). Gnasele cu microclin conțin mai mult uraniu decât gnasele cu plagioclazi, iar în Grupul de Someș (M-ții Apuseni), micașturile conțin mai mult uraniu decât amfibolitele (Stoici și Tătaru, 1988; Murariu, 2005). În Tabelul 2 sunt prezentate câteva date asupra conținutului de uraniu al unor metamorfite din România.

1.2.3. Uraniul în rocile sedimentare

În procesele sedimentare, acumularea uraniului în roci depinde de capacitatea de migrare a acestuia în apele naturale și depunerea din soluții sub acțiunea agenților reducători și adsorbanților. Mobilitatea uraniului este condiționată în special de chimismul apelor și valorile pH și Eh. Un mediu acid favorizează formarea complexilor hexavalenți solubili, caracterizați de proprietăți migratoare accentuate. Pe de altă parte, prezența ionilor de PO_4^{3-} , SO_4^{2-} , AsO_4^{3-} influențează mobilitatea uraniului prin formarea complexilor hexavalenți insolubili (Murariu, 2005; Cumberland et al., 2016). Materia organică, prin fenomenele de reducere enzimatică, bio-sorbție, bio-mineralizare și bio-acumulare asociate bacteriilor, influențează starea de oxidare și în consecință mobilitatea uraniului. Uraniul biogenic rezultat

astfel poate fi ușor supus, în timp, proceselor de reoxidare și remobilizare (Cumberland et al., 2016; Rallakis et al., 2019).

Tabelul 2. *Uraniul în unele metamorfite din România (din Murariu, 2005).*

TIPUL PETROGRAFIC	U (ppm)
<i>Carpații Orientali</i>	
Metatufoides acide (porfirogene)	3,4-14,5
Metatufite acide	3,7-4
Gnaise de tip Mândra	0,5-6,9
Micașisturi și paragnaise biotitice	0,5-12,8
Granognaise și gnaise oftalmice	1,3-6,9
Amfibolite, gnaise amfibolice și metatufuri bazice	0,5-2,4
Șisturi sericito-cloritoase și șistrui cuarțitice sericito-cloritoase	0,5-5,4
Șisturi grafitoase	6,8
Calcare cristaline	0,5-8,6
Micașist	0,68
Paragnais	3,6
<i>Carpații Meridionali</i>	
<i>Masivul Făgăraș</i>	
Gnaise oculare	3,6
Paragnaise plagioclaze	3,1
Paragnaise cu microclin	3,6
Gnaise amfibolice, șisturi amfibolice și amfibolite	1,1
<i>Munții Sebeș-Lotru</i>	
Gnaise cu microclin	6,18
Gnaise cu plagioclaz	3
Micașisturi	3,38
Roci amfibolice	1,2
Gnais biotitic	1,25
<i>Munții Apuseni</i>	
<i>Metasedimente</i>	
Formațiunea leptino-amfibolică	0,6-3,4
Formațiunea micașisturilor	2,7
Micașist	1,9
<i>Amfibolite</i>	
Formațiunea leptino-amfibolică	1
Formațiunea micașisturilor	0
Zona Arada	0,2

Pentru ca procesele de mobilizare, transport și redeponere a uraniului să aibă loc, este necesară o sursă primară, care constă de obicei din granitoide, pegmatite, gnaise, tufuri, minereuri primare etc. Sedimentele bogate în material carbonic pot astfel acumula concentrații semnificative de uraniu, precum este cazul șisturilor negre, șisturilor bituminoase, turbei, cărbunilor, asfaltitelor, bentonitelor, diatomitelor, calcretelor. Domeniul de concentrație al uraniului în rocile sedimentare este mult mai larg decât în cazul rocilor magmatice sau metamorfice, anumite condiții putând favoriza acumularea uraniului până la formarea de zăcăminte. Astfel, rocile sedimentare pot conține de la câțiva ppm U până la câteva zeci de mii ppm U, cum este cazul nisipurilor negre (38750 ppm U) și al argilelor negre (19400 ppm U) din regiunea Coutras din Franța (Murariu, 2005). În România, rocile sedimentare au fost studiate insuficient sub acest aspect. Stoici și Tătaru (1988) plasează majoritatea rocilor sedimentare aproape de media de 3 ppm U. Concentrațiile cele mai ridicate de elemente radioactive se găsesc în șisturi argiloase și argile, urmate de gresii, microconglomerate și conglomerate. Cele mai mici concentrații sunt măsurate în rocile carbonatice (Stoici și Tătaru, 1988).

1.3. Generarea radonului

Generarea radonului în roci și soluri este, în cele din urmă, dependentă de concentrația de uraniu și natura mineralului parental dar și de cantitatea de radium care este direct responsabilă pentru eficiența cu care radonul este generat inițial în pori și capilare. Frația atomilor de radon care scapă din granula minerală în spațiul intergranular se numește coeficient de emanație (Cosma și Jurcuț, 1996). *Coeficientul de emanație* reprezintă raportul dintre numărul de atomi din spațiul intergranular și numărul total de atomi de radium prezenți în probă. Emanația radonului depinde în primul rând de caracteristicile fizice ale mineralelor (dimensiunea și geometria granulelor), mărimea factorului de emanație fiind invers proporțională cu dimensiunea granulelor minerale din sol și roci. Astfel, granulele de dimensiuni mici contribuie în mai mare măsură la emanația radonului decât cele de dimensiuni mari (Hassan et al., 2009; Papp, 2011).

Procesul fizic de emanație a radonului are loc atunci când, în urma dezintegrării radiului, particula alfa astfel rezultată captează de până la 10^5 ori mai multă energie decât atomul de radon (86-103 keV) îndepărtându-se în direcția opusă acestuia, datorită fenomenului de conservare a momentului cinetic (Hassan et al., 2009). Atomul de radon își va continua traiectoria de la locul de formare, până energia acestuia va fi transferată unui material gazdă. Distanța de recul a atomilor de radon depinde de densitatea și compoziția mediului pe care îl traversează. Această distanță poate fi de la 20-70 μm în mineralele comune, până la 100 μm în apă și de cca 63 μm în aer. Odată format în interiorul grăuntelui mineral, atomul de radon poate ajunge în pori doar dacă se află la o distanță de recul potrivită față de spațiul intergranular (punctele A, B, E și F din Figura 2). Dacă distanța de recul este mai mare, atunci atomul de radon nu va putea evada din grăuntele mineral, rămânând încapsulat în acesta (punctul C din Figura 2). Pe de altă parte, dacă distanța dintre grăuntele mineral este mai mică decât distanța de recul, atomii de radon pot pătrunde în granulele învecinate (punctul D din Figura 2) (Hassan et al., 2009; Sakoda et al., 2011).

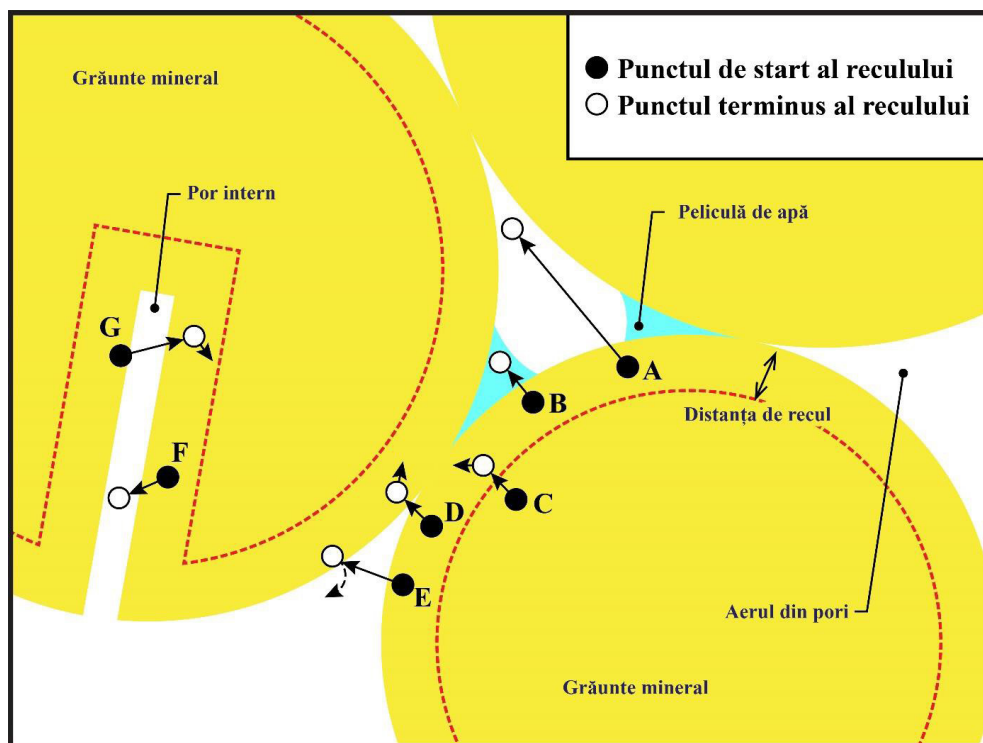


Figura 2. Schema fenomenului de emanație a radonului (din Sakoda et al., 2011, modificat).

Astfel, doar atomii de radon care se află aproape de suprafața granulelor pot genera atomi de radon care au posibilitatea să evadeze cu succes și să fie emanați. Dacă în spațiul intergranular există apă, atomii de radon vor rămâne captați de aceasta (punctul B din Figura 2), ceea ce va conduce la amplificarea coeficientului de emanație (Guo et al., 2004; Hassan et al., 2009; Sakoda et al., 2011). Cu toate acestea, deoarece coeficientul de difuzie a radonului în apă este mult mai mic decât în aer (de aprox. 1000 de ori), în situațiile unui sol cu umiditate pronunțată, fluxul de radon către suprafață se va diminua (Papp, 2011).

Pe lângă umiditate, distribuția radiului și mărimea granulelor, și temperatura poate juca un rol important în variația coeficientului de emanație. Odată cu creșterea temperaturii va crește și coeficientul de emanație, deoarece va descrește cantitatea de gaz adsorbită de către granula solidă. Totuși, pentru intervalul de temperaturi de la suprafața solului, acest efect are o importanță redusă, în sensul în care se face simțit în special la o creștere accelerată și constantă a temperaturii (Hassan, 2009; Papp, 2011). În medie, coeficientul de emanație a fost calculat la 0,03 pentru mineralele comune, 0,13 pentru roci, 0,20 pentru soluri, 0,17 pentru sterilul de mină și 0,03 pentru cenușă (Figura 3).

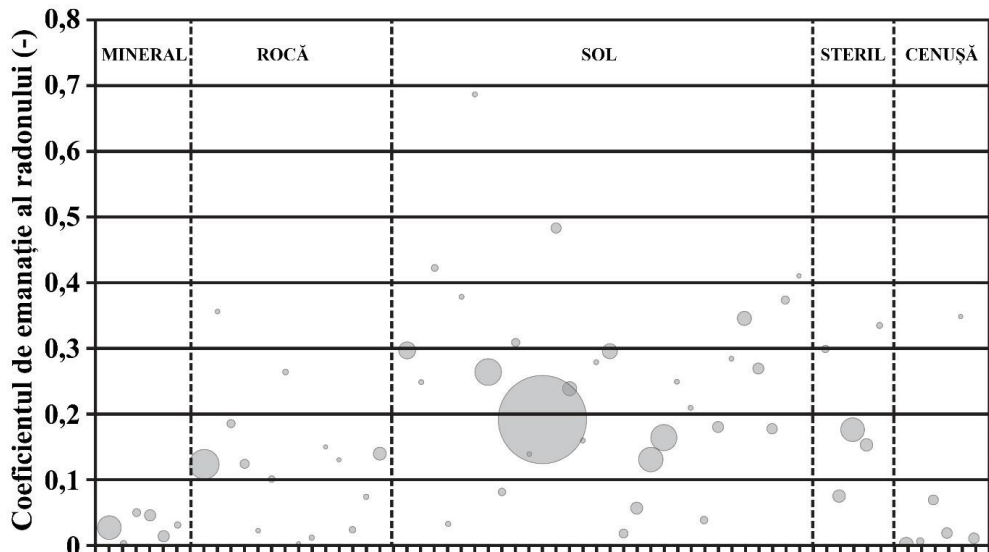


Figura 3. Coeficientul de emanație al radonului calculat pentru diferite materiale (din Sakoda et al., 2011, redesenat).

1.4. Migrarea radonului

Odată cu eliberarea atomilor de radon în spațiul intergranular din volumul solului, aceștia sunt supuși fenomenului de migrare, condiționat la rândul lui de mecanismele de difuzie și curgere vâscoasă. Difuzia este mecanismul principal prin care radonul migrează către suprafață și este influențat, în principal, de porozitatea și umiditatea solului. În cazul nisipurilor uscate, distanța de difuzibilitate a radonului poate fi de până la un metru și poate scădea până la câțiva centimetri în cazul argilelor umede. Dacă difuzia rămâne singura modalitate de migrare a radonului prin sol, atunci concentrația acestuia va depinde de abundența radiului, distanța maximă de difuzibilitate nefiind mai mare de câțiva metri (Malmqvist et al., 1989).

În funcție de mediul aferent transportului, dat de dimensiunea granulelor materialului traversat, există două tipuri de difuzie care favorizează migrarea radonului. Pe de o parte difuzia de tip Knudsen este predominantă pentru mediile cu granule compacte mici, cu raza capilarelor $r < 0,01 \mu\text{m}$, cum este cazul rocilor, iar pe de altă parte difuzia obișnuită (moleculară) este principalul mecanism de transport al radonului prin solurile poroase cu raza capilarelor $r < 1 \mu\text{m}$ (Cosma și Jurcuț, 1996).

Transportul difuziv este guvernat de legea lui Fick care postulează, conform teoriei cinetice a gazelor, că va apărea un transport al unei componente gazoase atunci când există un gradient de concentrație pe o anumită direcție, curgerea difuzivă având sensul invers creșterii gradientului de concentrație (Cosma și Jurcuț, 1996). Astfel, difuzia radonului în sol poate fi exprimată prin următoarea relație (Papp, 2011):

$$J_d = -D_e \cdot \nabla C$$

Unde:

J_d este vectorul densitate de flux difuziv al activității de radon pe unitatea de suprafață a porilor de sol, ∇C este vectorul gradient de concentrație al radonului în porii solului și D_e este coeficientul de difuzie efectiv al radonului în pori (Papp, 2011).

Un al treilea mecanism de transport este reprezentat de curgerea vâscoasă (cunoscută sub numele de curgere laminară Poisseuille), care apare în condițiile existenței în sol a fisurilor, atunci când raza capilarelor

drepte este mai mare față de distanța medie de difuzie a radonului (Cosma și Jurcuț, 1996). Acest mecanism contribuie la migrarea radonului în interiorul construcțiilor, îndeosebi acolo unde podeaua are contact direct cu solul iar diferența de presiune poate induce un flux de radon spre interior (Papp, 2011). De asemenea, în cazul unor canale sau fisuri de mari dimensiuni, cum este cazul peșterilor, tunelelor, galeriilor de mină etc., radonul difuzat în aer poate circula pe distanțe foarte mari, de până la sute de metri, atunci când există gradienti de presiune (Cosma și Jurcuț, 1996). Migrarea radonului depinde și de temperatură, viteza vântului, de curenții ascendenți determinați de inversiunea de temperatură sau de variațiile rapide ale presiunii atmosferice.

1.5. Fluxul terestru de radon

Fluxul de radon din sol este unul din cele mai importante instrumente pentru evaluarea nivelului de radon din mediul înconjurător. Acesta se poate traduce prin viteza de transfer pe unitatea de suprafață în atmosferă a radonului provenit de la suprafața unui material (inclusiv solul). Unitatea de măsură a fluxului terestru de radon este Bq/m^2s , iar valoarea acestuia este determinată de concentrația de radon, coeficientul de emanație, porozitatea solului, la care se adaugă factorii variabili precum umiditatea și temperatura solului, viteza vântului, curenții de aer, presiunea atmosferică și vegetația (Cosma și Jurcuț, 1996).

Pentru a calcula fluxul de radon la suprafața solului, se poate folosi următoarea relație (Cosma și Jurcuț, 1996):

$$\Phi = D_v C_{eq} \cdot \sqrt{\frac{X}{D_v p}} \exp\left(-h \sqrt{\frac{X}{D_v p}}\right)$$

Unde:

D_v – coeficientul de difuzie volumică a radonului în mediu poros omogen,
 p – porozitatea mediului, C_{eq} – concentrația de echilibru a radonului din sol, X – constanta de dezintegrare radioactivă, h – adâncimea.

1.6. Radonul în diferite medii

1.6.1. Radonul în aer

Radonul este generat continuu în mediu, de la nivelul solului, iar concentrația din atmosferă este mediată de timpul său de înjumătățire și secundar de alți factori de mediu (stabilitatea atmosferică, direcția și viteza vântului, altitudinea etc.). Datorită timpului său de înjumătățire de 3,8 zile, radonul poate parcurge distanțe considerabile prin aer față de sursa de generare. Concentrația de radon scade proporțional cu altitudinea și poate fi puternic influențată de variațiile sezoniere și diurne. În cazul variațiilor diurne, acestea sunt puse pe seama variațiilor atmosferice. În primele ore ale dimineții stabilitatea atmosferei limitează amestecul turbulent vertical al maselor de aer, ceea ce conduce la o concentrare a radonului la nivelul solului. Imediat după răsăritul soarelui, când radiațiile acestuia ridică temperatura solului și implicit a atmosferei, se produc inversiuni termice care pot conduce la scăderea concentrației de radon de la nivelul solului pe tot parcursul zilei. Odată cu lăsarea serii și pe tot parcursul nopții, concentrațiile de la nivelul solului revin la valorile maxime, datorită reinstalării stabilității atmosferice. De asemenea, în ceea ce privește variațiile sezoniere, modele diferite ale concentrației de radon au fost observate pe tot parcursul anului, aspect care poate fi pus în relație cu schimbarea direcției vânturilor și cu stabilitatea atmosferică specifică fiecărui sezon în parte. De asemenea, geografia și topografia unei regiuni pot juca un rol important în variația concentrației de radon din atmosferă (Prichard și Gesell, 1984; Doi și Kobayashi, 1994; Porstendorfer, 1994; Bossew și Lettner, 2007; Cuculeanu et al., 2011; Tchorz-Trzeciakiewicz și Kłos, 2017). Demn de menționat este diferența semnificativă dintre concentrațiile de radon măsurate în aerul continental și cel maritim (concentrațiile de radon în aerul continental fiind mult mai mari față de cele măsurate în aerul maritim) (Dinu, 2009).

UNSCEAR (1988) a estimat concentrația medie de radon în atmosfera Pământului în jurul valorii de 4 Bq/m^3 , cu valori maxime specifice sezonului rece și valori minime specifice sezonului cald (Prichard și Gesell, 1984; Cosma și Jurcuț, 1996). Valorile medii sunt specifice sezoanelor primăvară și toamnă (Dicu et al., 2021).

În România, Simion et al. (2012) au studiat variațiile diurne, lunare, sezoniere și anuale ale concentrațiilor de radon pentru câteva zone geografice. Din aceste studii a reieșit că valorile maxime ale mediei anuale ale concentrației de radon în aer au fost înregistrate pentru zonele de podiș, dealuri și câmpie (București – 14,52 Bq/m³, Cluj-Napoca – 12,72 Bq/m³, Iași – 13,06 Bq/m³, Craiova – 10,26 Bq/m³), minimele fiind obținute pentru zonele montane și maritime (Munții Ceahlău – 0,88 Bq/m³, Constanța – 5,13 Bq/m³).

1.6.2. Radonul în apă

Concentrațiile radonului în ape variază destul de mult, în funcție de sursa acestora (ape de suprafață sau ape subterane), apele de suprafață conținând mai puțin radon decât apele subterane. Apele care provin de la adâncime și traversează diferite straturi de roci pot dizolva și transporta o cantitate însemnată de elemente radioactive precum radium sau chiar radon, în funcție de conținutul respectivelor roci (Szabo, 1978). Concentrația de radon în apele mărilor și oceanelor este de aproximativ 4 Bq/m³, cu excepția stratului de la suprafață unde turbulențele pot accentua procesul de evaporare și conduce la o sărăcire în radon, sau a coloanei de apă aflată în proximitatea crustei marine, unde cantitatea mai mare de radium va conduce la o creștere însemnată a concentrației de radon (Cosma și Jurcuț, 1996).

Radonul conținut în apă se poate transfera în mediul înconjurător prin procesul de difuzie moleculară, mai ales atunci când se produce o agitare sau o încălzire a apei. În activitățile casnice, marea parte a radonului conținut în apa menajeră este difuzat în interiorul locuințelor. Deși în anumite țări, cum este cazul Canadei sau Finlandei, s-au înregistrat creșteri semnificative ale concentrațiilor de radon în interior datorită nivelului foarte mare al radonului din apa menajeră (UNSCEAR, 1988), concluzia generală și unanim acceptată este că, în afară de anumite cazuri particulare, radonul din apă nu reprezintă o sursă majoră pentru concentrațiile din interior (Nazaroff et al., 1986; Cosma și Jurcuț, 1996; Muhammad et al., 2012; Ismail et al., 2021)

În România, informații asupra conținutului de radium și radon al unor ape potabile provenite din izvoare, fântâni precum și ape geotermale se găsesc în lucrările lui Szabo (1978), Cosma et al. (1996a,b; 2008), Moldovan et al. (2009), Roba et al. (2010).

1.7. Radonul în interior

Radonul pătrunde în incinte în special din solul de sub fundație și dimprejurul acesteia, infiltrându-se prin fisuri și crăpături în materialele de construcție, sisteme de conducte sau zone neetanșate din jurul țevilor. O altă sursă importantă o poate reprezenta materialul de construcție utilizat, a cărei compoziție reflectă sursa terestră a materialului brut din care acesta provine, așadar va prezenta o radioactivitate mai mare sau mai mică în funcție de originea acestuia. Adiacent acestor surse principale, dar cu un aport mult diminuat raportat la concentrația totală din interior, radonul mai poate pătrunde prin toate aperturile existente (ferestre, uși sau guri de aerisire), precum și prin apa curentă sau cea din pânza freatică, respectiv gazul natural pentru gătit etc. (Figura 4) (Cosma și Jurcuț, 1996; Chioșilă et al., 2012).

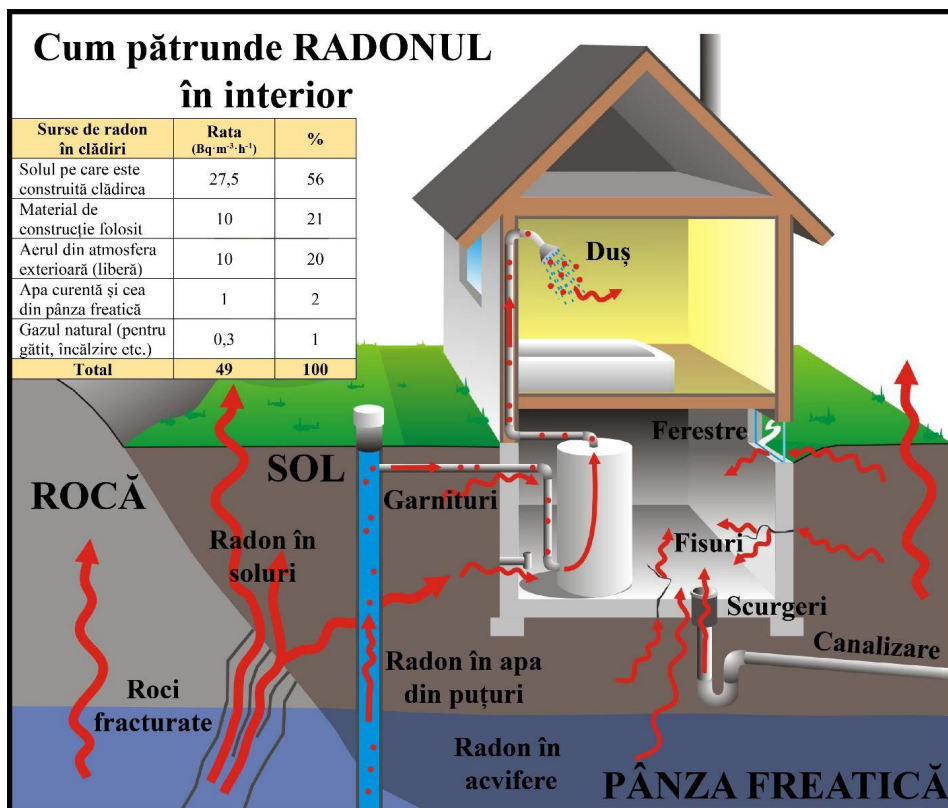


Figura 4. Sursele de radon în clădiri, aportul procentual al sursei la concentrația totală de radon din interior și locurile prin care acesta pătrunde (modificat după Chioșilă et al., 2012).

Acumularea radonului în interior este dependentă de condițiile naturale precum proprietățile fizico-chimice ale solului (concentrația de radium, umiditate, porozitate etc.), climă (îngheț-dezghet, temperatură etc.), condiții meteorologice, direcția și viteza vântului. Acestea pot modifica permeabilitatea solului, implicit rata de exalație și, în cele din urmă, pot modifica transportul radonului (Nazaroff și Nero, 1988; Riley et al., 1999). Pe de altă parte, un rol decisiv în migrarea și acumularea radonului în interior îl are factorul antropic, care îi oferă variate căi de infiltrare, în funcție de arhitectura și construcția clădirii, gradul de ocupare, ventilație etc. (Cosma et al., 2013; Burghel et al., 2019, 2021; Florică et al., 2020). A fost observată o tendință pentru casele izolate termic de a prezenta valori mai ridicate ale concentrației de radon în interior față de casele lipsite de izolație, datorită aerisirii deficitare prin încapsularea clădirilor cu izolație termică și tâmplărie de tip termopan (Cucos et al., 2015; Florică et al., 2020).

În România, valorile concentrației de radon în interiorul clădirilor (locuințe și clădiri publice) variază de la 5 Bq/m³ până la 2592 Bq/m³, media pe țară fiind situată (la nivelul măsurărilor efectuate până în anul 2017) la 133 Bq/m³ (Cucos et al., 2017; Cinelli et al., 2019). Trebuie specificat că această valoare este posibil să nu fie reprezentativă pentru întreaga țară, în contextul în care măsurătorile de concentrație de radon în interior au acoperit doar o treime din suprafața țării, iar eșantionarea nu s-a aplicat omogen.

1.8. Mărimi, unități specifice și elemente de dozimetrie ale radonului

Radioactivitatea poate fi definită prin proprietatea nucleelor unor atomi instabili de a se transforma spontan în nuclee mai stabile prin degajarea de energie sub formă de radiații alfa, beta sau gamma, fenomen ce poartă denumirea de dezintegrare radioactivă. Nucleele radioactive se descompun dependent de legile statistice ale mecanicii cuantice, ceea ce înseamnă că probabilitatea de dezintegrare a unui nucleu în unitatea de timp este independentă de factori exteriori (Cosma și Jurcuț, 1996).

Unitatea de măsură pentru activitatea radioactivă în sistemul internațional este *becquerel* (Bq) care reprezintă o dezintegrare pe secundă, adică

numărul de atomi dezintegrați pe unitatea de timp. Activitatea unei substanțe raportată la masa acesteia poartă denumirea de activitate specifică și se măsoară în Bq/kg (Cosma și Jurcuț, 1996).

Doza absorbită de o substanță, inclusiv corpul uman, se măsoară în *gray* (1 Gy = 1 J/kg) și reprezintă cantitatea de energie absorbită raportată la masa acesteia sau, altfel spus, cantitatea unui joule de energie per kilogram de materie.

Pe de altă parte, datorită faptului că anumite țesuturi sunt mai sensibile decât altele la radiația ionizantă, pentru a se putea cuantifica impactul asupra sănătății umane se folosește o unitate de măsură care se numește *sievert* (Sv) și care ia în considerare atât tipul radiației precum și cel al țesuturilor dar și câtă energie pot acestea absorbi. Se măsoară tot în joule pe kilogram dar, spre deosebire de gray, acesta reprezintă doza echivalentă din punct de vedere al efectului biologic sau, altfel spus, efectul unui joule de radiație raportat la un kilogram de țesut uman.

În cazul radonului, pentru a se aprecia corect doza efectivă datorată acestuia, se iau în considerare și descendenții de viață scurtă.

Energia potențială alfa, din seria de dezintegrare a radonului, este întreaga energie care se eliberează de la începutul procesului de dezintegrare și până la final, când se ajunge la atomul stabil ^{210}Pb . Energia potențială alfa se poate scrie cu expresia (Cosma și Jurcuț, 1996):

$$E_{atot} = \sum_i E_{ai}$$

Unde: E_{ai} = energia potențială alfa pentru fiecare produs de dezintegrare, i = descendenții de viață scurtă ai radonului, reprezentați de ^{218}Po , ^{214}Pb și ^{214}Bi .

1.9. Expunerea la radon

1.9.1. Efectele asupra sănătății

Conform raportului Comitetului Științific al Națiunilor Unite cu privire la efectele radiațiilor atomice (UNSCEAR, 2008), principala sursă de expunere la radiații ionizante a populației o reprezintă inhalarea radonului (1,26 mSv), cu o pondere de 42 % din totalul mediei de expunere. Efectele

nocive ale radonului și ale descendenților acestuia, care emit particule alfa, sunt cunoscute de multă vreme și au fost dovedite prin numeroase studii epidemiologice efectuate pe animale și oameni. Organizațiile internaționale specializate în sănătate publică și radioprotecție au clasificat radonul drept agent cancerigen de categoria I (IARC, 1988; ICRP, 2007; WHO, 2009). Deși radonul contribuie la iradierea întregului organism, organul țintă este plămânul. Numeroase studii au arătat că inhalarea radonului este o cauză directă a declanșării cancerului pulmonar (Cross, 1998; Darby et al., 2005, 2006). Fumatul rămâne principala cauză a declanșării patologiilor oncologice la nivelul plămânilor și tractului respirator, însă radonul se află pe locul doi după acesta, reprezentând principala cauză de cancer pulmonar la nefumători (WHO, 2009). Riscul de cancer este mult mai mare pentru fumători dacă aceștia sunt supuși unui mediu cu concentrații ridicate de radon. Un risc ridicat îl prezintă și copiii deoarece, din cauza mărimii plămânului, rata de respirație este mai mare, și implicit va crește rația de radon inspirat (Keith et al., 2012).

Efectele fiziopatologice ale radonului se leagă în primul rând de producții de dezintegrare ai acestuia care emit radiații alfa, beta, gama, precum și radiații X. Radiațiile alfa au un efect mult mai puternic din punct de vedere radiobiologic decât cele beta sau gama, modificările pe care le produc la nivelul ADN-ului putând favoriza aberațiile cromozomiale sau chiar ruperea acestuia, fenomene care pot da naștere proceselor carcinogene. Chiar dacă radonul poate fi ușor expirat, producții săi de dezintegrare precum ^{218}Po , ^{214}Po , ^{214}Pb , ^{214}Bi se pot atașa de particulele de aerosoli și forma clusteri care se pot atașa de particulele în suspensie. Acestea din urmă vor fi inspirate și depozitate pe tot tractul respirator și în special la nivelul plămânului, unde dezintegrarea radioactivă alfa va produce lezarea ADN-ului, ceea ce conduce în final la declanșarea cancerului (Cosma et al., 2009; Keith et al., 2012).

1.9.2. Expunerea profesională

Odată cu fundamentarea cunoștințelor privind efectul nociv al radiațiilor ionizante ale radonului asupra sănătății populației, o multitudine de studii s-au axat pe stabilirea legăturii dintre riscul cancerigen și expunerea profesională sau în locuințe. Primele dovezi care au relaționat cancerul

pulmonar de expunerea profesională la radon sunt rezultatul unor studii efectuate pe mineri, în mod deosebit lucrători în mine de uraniu, feldspat, fier și cărbuni. Toate aceste studii au arătat că există o asociere semnificativă statistic între expunerea la radon și riscul de cancer pulmonar (Al-Zoughool și Krewski, 2009). Pe baza acestora s-a încercat crearea unui model universal de estimare a dozelor datorate expunerii la radon și a descendenților acestuia, lucru care s-a dovedit problematic în stabilirea nivelurilor de referință pentru publicul larg. Diferențe între media nivelurilor de expunere în mine față de alte locuri de muncă sau locuințe este semnificativă, iar factori precum rata de respirație, conținutul în alți poluanți, fracția neatașată, distribuția particulelor de aerosoli sau ale particulelor în suspensie pot adânci și mai mult aceste diferențe (Al-Zoughool și Krewski, 2009). Recomandările internaționale prevăd implementarea de modele de referință biokinetică și dozimetrice unde radonul și descendenții acestuia sunt tratați la fel ca toți ceilalți radionuclizi din sistemul de protecție. Astfel, pentru calculul dozelor de expunere la radon, Comisia Internațională de Protecție Radiologică (ICRP, 2017) recomandă un coeficient de doză de 3 mSv per mJ h m⁻³ (aprox. 10 mSv WLM⁻¹), aplicabil, în condiții normale de lucru, atât lucrătorilor din mină cât și celor din alte medii. Excepție de la acest caz fac lucrătorii care sunt angajați în activități fizice intense sau cei care lucrează în peșteri, unde coeficientul de doză a fost stabilit la 6 mSv per mJ h m⁻³ (aprox. 20 mSv WLM⁻¹). Doar în cazul în care caracteristicile aerosolilor sunt semnificativ diferite de condițiile normale, se recomandă aplicarea unor factori de corecție suplimentari (ICRP, 2017).

În România, expunerea profesională la radon a fost insuficient studiată, însă rezultatele obținute până în prezent demonstrează că expunerea în subteran (peșteri și saline) se află în limitele valorilor recomandate (Călin et al., 2012; Bican-Brișan et al., 2016; Cucuș et al., 2017; Burghel et al., 2018) în timp ce, în cazul locurilor de muncă supraterane, exemplu clădiri publice, s-au înregistrat valori ale concentrației de radon peste nivelul național de referință de 300 Bq/m³ (Burghel și Cosma, 2012; Istrate et al., 2016).

1.9.3. Expunerea în mediul rezidențial

În SUA, studii care s-au extins pe o perioadă de 30 de ani au arătat că riscul de a dezvolta cancer pulmonar crește cu 11 % la fiecare 100 Bq/

m³ din mediul interior al locuințelor (Krewski et al. 2005, 2006). Studii asemănătoare realizate în China, au arătat o creștere de 13 % a riscului de cancer pulmonar la fiecare 100 Bq/m³ (Lubin et al., 2004). Studiile europene de lungă durată au evidențiat un risc de 8 % până la 16 % per 100 Bq/m³ (Darby et al., 2005, 2006).

La nivelul țării noastre, Iacob et al. (2005) au stabilit că 66 % din doza efectivă anuală datorată expunerii la radiații ionizante provine de la radonul din interiorul locuințelor, aproximativ 4023 de cancere pulmonare fiind induse anual prin inhalarea radonului și a produșilor acestuia de dezintegrare. O serie de alte studii, mai recente, s-au axat pe prezența radonului în interior și pe stabilirea zonelor de risc (Sainz et al., 2009; Cucuș (Dinu) et al., 2012; Armancea et al., 2013; Cosma et al., 2013; Cucuș et al., 2017; Florică et al., 2020) și s-au concretizat prin proiectarea hărții de risc la radon pentru o treime din teritoriul țării (Transilvania și Banat) și stabilirea concentrației medii de radon în România la 133 Bq/m³.

1.10. Reglementări legislative

Datele individuale din 13 țări europene (Darby et al., 2005) au suportat ideea că generarea unei patologii oncologice pulmonare este proporțională cu creșterea expunerii la radon. În acest context, Consiliul Uniunii Europene a adoptat Directiva 2013/59/EURATOM unde se stipulează obligativitatea pentru fiecare stat membru de a institui un plan național de acțiune pentru reducerea cancerului pulmonar atribuit expunerii populației la radon, atât în locuințe și la locurile de muncă cât și clădirile cu acces public.

Directiva a fost transpusă și în legislația românească, unde nivelul de referință pentru media anuală a concentrației activității de radon în aerul din interiorul clădirilor (locuri de muncă, locuințe, clădiri cu acces public) este stabilit la 300 Bq/m³ (M.O. 752/3.978/136/2018). Trebuie menționat că nivelul de referință nu reprezintă o limită ci nivelul peste care trebuie evitată expunerea la radon pe o perioadă extinsă de timp. Se impune măsurarea, controlarea și remediarea concentrațiilor de radon în toate clădirile publice și locurilor de muncă, cu recomandarea ca acest lucru să se realizeze și pentru clădirile rezidențiale.

În anul 2019 a fost emis Ordinul Președintelui CNCAN (Comisia Națională pentru Controlul Activităților Nucleare) nr. 185/22.07.2019 care reglementează Metodologia pentru determinarea concentrației de radon în aerul din interior, care stipulează următoarele:

„Art. 23: Concentrația de radon se determină indiferent de zona de prioritate, pentru următoarele: a) locuri de muncă din subteran și parter, cum ar fi: stații de metrou, centre de relaxare, cariere, mine, grote, peșteri, saline, instalații de tratare a apei, extracții materii prime, ciupercării, depozite, arhive, biblioteci, laboratoare; b) clădiri cu acces public; c) clădiri publice care găzduiesc un public mai larg decât utilizatorii săi direcții, cum ar fi primării, prefecturi, sedii de poliție, unități școlare, creșe, grădinițe, unități sanitare, cluburi sportive, teatre, cinematografe etc.”

„Art 27: (1) Pentru situația în care cel puțin un rezultat al măsurărilor de depistare a radonului este mai mare de 300 Bq/m³ trebuie făcută o evaluare a locului de muncă care să includă măsurile de control pentru identificarea surselor de creștere a concentrației de radon și măsurile de remediere care trebuie implementate în vederea reducerii concentrației de radon sub nivelul de referință la valori cât mai mici posibil.”

Bibliografie (Cap. 1)

- Abdelouas, A., Lutze, W.F., Nuttall, H.E., 1999. Chapter 9. Uranium contamination in the Subsurface: Characterization and Remediation. In Uranium: mineralogy, geochemistry and the environment. Mineralogical Society of America, 433-474 pp.
- Al-Zoughool, M., Krewski, D., 2009. Health effects of radon: A review of the literature. *International Journal of Radiation Biology*, 85(1): 57-69.
- Ahmad, R., Wilson, C.J.L., 1981. Uranium and boron distributions related to metamorphic microstructure-evidence for metamorphic fluid activity. *Contributions in Mineralogy and Petrology*, 76: 24-32.
- Armencea, E.S., Armencea, A., Burghele, B., Cucos, A., Malos, C., Dicu, T., 2013. Indoor radon measurements in Bacău County. *Romanian Journal of Physics*, 58: 189-195.
- Bican-Brișan, N., Cosma, C., Cucos, A., Burghele, D., Papp, B., Constantin, S., Moldovan, M., Gifu, S., 2016. Use of CR-39 solid state nuclear track detectors in assessment of the radon exposure in two limestone caves in Romania. *Romanian Journal of Physics*, 61(5-6): 1040-1050.

- Bossey, P., Lettner, H., 2007. Investigations on indoor radon in Austria, Part 1: Seasonality of indoor radon concentration. *Journal of Environmental Radioactivity*, 98(3): 329-45.
- Burghel, B.D., Cosma, C., 2012. Thoron and radon measurements in Romanian schools. *Radiation Protection Dosimetry*, 152(1-3): 38–41.
- Burghel, B.D., Cucos, A., Papp, B., Ștețca, F.A., Mirea, I., Constantin, S., 2018. Distribution of radon gas in Romanian show caves and radiation safety. *Radiation Protection Dosimetry*, 181(1): 1- 5.
- Burghel, B., Țenter, A., Cucos, A., Dicu, T., Moldovan, M., Papp, B., Szacsvai, K., Neda, T., Suci, L., Lupulescu, A., Maloș, C., Florică Ș., Baciu, C., Sainz, C., 2019. The FIRST large-scale mapping of radon concentration in soil gas and water in Romania. *Science of the Total Environment*, 669: 887-892.
- Burghel, B.D., Botoș, M., Beldean-Galea, S., Cucos, A., Catalina, T., Dicu, T., Dobrei, G., Florică, Ș., Istrate, A., Lupulescu, A., Moldovan, M., Niță, D., Papp, B., Pap, I., Szacsvai, K., Sainz, C., Tunyagi, A., Țenter, A., 2021. Comprehensive survey on radon mitigation and indoor air quality in energy efficient buildings from Romania, *Science of the Total Environment*, 751: 141858.
- Călin, M.R., Zoran, M., Călin, M.A., 2012. Radon levels assessment in some Northern Romanian salt mines. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 293: 565–572.
- Cinelli, G., De Cort, M., Tollefsen, T., 2019. *European Atlas of Natural Radiation*, Publication Office of the European Union, Luxembourg, 190 pp.
- Chioșilă, I., Toro, L., Cuculeanu, V., 2012. Radioactivitatea mediului înconjurător-aspecte teoretice și practice. ANPM- Ministerul Mediului și Pădurilor. Agenția Națională pentru Protecția Mediului, București, 72 pp.
- Cosma, C., Jurcuț, T., 1996. Radonul și mediul înconjurător. Editura Dacia, Cluj-Napoca, 208 pp.
- Cosma, C., Ristoiu, D., Cozar, O., Znamirovski, V., Dărăban, L., Râmboiu, S., Chereji, I., 1996 a. Studies on the occurrence of radon in selected sites of Romania. *Environment International*, 22(1): 61-65.
- Cosma, C., Ristoiu, D., Poffijn, A., Meesen, G., 1996 b. Radon in various environmental samples in the Herculane spa, Cerna valley, Romania. *Environment International*, 22(1): 383-388.
- Cosma, C., Moldovan, M, Dicu, Kovacs, T, 2008. Radon in water from Transylvania (Romania). *Radiation Measurements*, 4(8): 1423-1428.
- Cosma, C., Dicu T., Dinu, A., Begy, R., 2009. Radonul și cancerul pulmonar, seria Radioactivitatea mediului II. Ed. Quantum-EFES, 169 pp.

- Cosma, C., Cucuș-Dinu, A., Papp, B., Begy, R., Sainz, C., 2013. Soil and building material as main sources of indoor radon in Băița-Ștei radon prone area (Romania). *Journal of Environmental Radioactivity*, 116: 174-179.
- Cross, F.B., 1998. Facts and values in risk assessment. *Reliability Engineering and System Safety*, 59(1): 27-40.
- Cucuș (Dinu), A., Cosma, C., Dicu, T., Begy, R., Moldovan, M., Papp, B., Niță, D., Burghel, B., Sainz, C., 2012. Thorough investigations on indoor radon in Băița radon-prone area (Romania). *Science of the Total Environment* (1); 431:78-83.
- Cucuș, A., Dicu, T., Cosma, C., 2015. Indoor radon exposure in energy-efficient houses from Romania. *Romanian Journal of Physics*, 60(9): 1574-1580.
- Cucuș, A., Papp, B., Dicu, T., Moldovan, M., Burghel, B.D., Moraru, I.T., Țenter, A., Cosma, C., 2017. Residential, soil and water radon surveys in north-western part of Romania. *Journal of Environmental Radioactivity*, 166: 412-416.
- Cuculeanu, V., Simion, F., Simion, E., Geicu, A., 2011. Dynamics, deterministic nature and correlations of outdoor ^{222}Rn and ^{220}Rn progeny concentrations measured at Bacău, România. *Journal of Environmental Radioactivity*, 102: 703-712.
- Cumberland, S.A., Douglas, G., Grice, K., Moreau, J.W., 2016. Uranium mobility in organic matter- rich sediments: A review of geological and geochemical processes. *Earth-Science Reviews*, 159: 160-185.
- Darby, S., Hill, D., Auvinen, A., Barros-Dios, J.M., Baysson, H., Bochicchio, F., Deo, H., Falk, R., Forastiere, F., Hakama, M., Heid, I., Kreienbrock, L., Kreuzer, M., Lagarde, F., Mäkeläinen, I., Muirhead, C., Oberaigner, W., Pershagen, G., Ruano-Ravina, A., Ruosteenoja, E., SchaffrathRosario, A., Tirmarche, M., Tomásek, L., Whitley, E., Wichmann, H.-E., Doll, R., 2005. Radon in homes and risk of lung cancer: collaborative analysis of individual data from 13 European case-control studies. *British Medical Journal*, 330(7485): 223.
- Darby, S., Hill, D., Deo, H., Auvinen, A., Barros-Dios, J.M., Baysson, H., Bochicchio, F., Falk, R., Farachi, S., Figueiras, A., Hakama, M., Heid, I., Hunter, N., Kreienbrock, L., Kreuzer, M., Lagarde, F., Mäkeläinen, I., Muirhead, C., Oberaigner, W., Pershagen, G., Ruosteenoja, E., Schaffrath Rosario, A., Tirmarche, M., Tomásek, L., Whitley, E., Wichmann, H.-E., Doll, R., 2006. Residential radon and lung cancer - detailed results of a collaborative analysis of individual data on 7148 persons with lung cancer and 14208 persons without lung cancer from 13 epidemiologic studies in Europe. *Scandinavian Journal of Work, Environment & Health*, 32: 1-84.
- Dinu, A.L., 2009. Corelații între radonul din locuințe și incidența cancerului pulmonar în zona minieră Ștei-Băița. Teză de doctorat, Universitatea Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca, 166 pp.

- Dicu, B.D., Burghеле, M., Botoș, A., Cucuș, G., Dobrei, Ș., Florică, Ș., Grecu, A., Lupulescu, I., Pap, K., Szacsvai, A., Țenter, A., Sainz, C., 2021. A new approach to radon temporal correction factor based on active environmental monitoring devices. *Scientific Reports*, 11: 9925.
- Doi, M., Kobayashi, S., 1994. Vertical distribution of outdoor radon and thoron in Japan using a new discriminative dosimeter. *Health Physics*, 64(4): 385-392.
- Dostal, J., Capredi, S., 1978. Uranium in metamorphic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66: 409-414.
- Euratom, 2014. Council Directive 2013/59/Euratom of 5 December 2013 laying down basic safety standards for protection against the dangers arising from exposure to ionising radiation, and repealing Directives 89/618/Euratom, 90/641/Euratom, 96/29/Euratom, 97/43/Euratom a. *Official Journal of the European Union* L13(1).
- Florică, Ș., Dicu, T., Burghele, B.D., Moldovan, M., Szacsvai, K., Țenter, A., Papp, B., Beldean, S., Istrate, A., Catalina, T., Tunyagi, A., Horju-Deac, C., Răchișan, A., Sferle, T., Dobrei, G., Sainz, C., Cucuș, A., 2017. Indoor radon related with the geology in Romanian urban agglomerations (Cluj-Napoca). *Studia UBB Ambientum*, 62(2): 29-36.
- Florică, Ș., Burghele, B.D., Bican-Brișan, N., Begy, R., Codrea, V., Cucuș, A., Catalina, T., Dicu, T., Dobrei, G., Istrate, A., Lupulescu, A., Moldovan, M., Niță D., Papp, B., Pap, I., Szacsvai, K., Țenter, A., Sferle, T., Sainz, C., 2020. The path from geology to indoor radon, *Environmental Geochemistry and Health*, 42: 2655–2665.
- Guo, Q., Sun, K., Cheng, J., 2004. Methodology study on evaluation of radon flux from soil in China. *Radiation Protection Dosimetry*, 112(2): 291-296.
- Hassan, N.M., Hosoda, M., Ishikawa, T., Sorimachi, A., Sahoo, S., Tokonami, S., Fukushi, M., 2009. Radon migration process and its influence factors; Review. *Japanese Journal of Health Physics*, 44(2): 21-231.
- Heier, K.S., 1979. The movement of uranium during higher grade metamorphic processes. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences, Theoretical and Practical Aspects of Uranium Geology*, 291(1381): 413- 421.
- Iacob, O., Grecea, C., Botezatu, E., 2005. Population exposure to inhaled radon and thoron progeny. *Radioactivity in the Environment*, 7: 232-237.
- IARC, 1988 International Agency for Research on Cancer (IARC) Lyon. Man-made mineral fibres and radon. *IARC Monographs on the Evaluation of Carcinogenic Risk to Humans*, 309 pp.

- ICRP (International Commission on Radiological Protection), 2007. Publication 103, The 2007 recommendations of the International Commission on Radiological Protection.
- ICRP (International Commission on Radiological Protection), 2017. Publication 137, Occupational Intakes of Radionuclides (Part 3), 46(3/4), 487 pp.
- Ismail, N.F., Hashim, S., Sanusi, M.S.M., Abdul Rahman, A.T., Bradley, D.A., 2021. Radon Levels of Water Sources in the Southwest Coastal Region of Peninsular Malaysia. *Applied Sciences*, 11: 6842.
- Istrate, A.M., Catalina, T., Cucos, A., Dicu, T., 2016. Experimental measurements of VOC and Radon in two Romanian classrooms. *Energy Procedia*, 85: 288- 294.
- Keith, S., Doyle, J.R., Harper, C., Mumatz, M., Tarrago, O., Wohlers, W.D., Diamond, G.L., Citra, M, Barber, L.E., 2012. Toxicological Profile for Radon. Atlanta (GA): Agency for Toxic Substances and Disease Registry (US), Atlanta, Georgia, 378 pp.
- Klepper, M.R., Wyant, D.G., 1957. Contribution to the geology of uranium. Geological Survey Bulletin 1046-F. United States Government Printing Office, Washington, 148 pp.
- Krewski, D., Lubin, J.H., Zielinski, M.J., Alavanja, M., Catalan, V.S., Field, R.W., Klotz, J.B., Letourneau, E.G., Lynch, C.F., Lyon, J.I., Sandler, D.P., Schoenberg, J.B., Steck, D.J., Stolwijk, J.A., Weinberg, C., Wilcox, H.B., 2005. Residential radon and risk of lung cancer: A combined analysis of 7 North American case-control studies. *Epidemiology*, 16(2): 137-145.
- Krewski, D., Lubin, J.H., Zielinski, M.J., Alavanja, M., Catalan, V.S., Field, R.W., Klotz, J.B., Letourneau, E.G., Lynch, C.F., Lyon, J.I., Sandler, D.P., Schoenberg, J.B., Steck, D.J., Stolwijk, J.A., Weinberg, C., Wilcox, H.B., 2006. A Combined Analysis of North American Case- Control Studies of Residential Radon and Lung Cancer. *Journal of Toxicology and Environmental Health, Part A*, 69(7-8): 533-597.
- Lubin, J.H., Wang Z.Y., Boice J.D. Jr, Xu, Z.Y., Blot, W.J., Wang, L.D., Kleinerman, R.A., 2004. Risk of lung cancer and residential radon in China: pooled results of two studies. *International Journal of Cancer*, 7: 109-132.
- Malmqvist, L., Isaksson, M., Kristiansson, K., 1989. Radon migration through soil and bedrock. *Geoexploration*, 26: 135-144.
- M.O. 752/3.978/136/2018, Ordinul ministrului sănătății, al ministrului educației naționale și al președintelui Comisiei Naționale pentru Controlul Activității Nucleare nr. 752/3.978/136/2018 pentru aprobarea Normelor privind cerințele de bază de securitate radiologică. Monitorul Oficial al României, Partea I, Nr. 517 bis/25.VI.2018.

- M.O. Partea I, Nr. 655/7.VII.2019, Ordin privind aprobarea Metodologiei pentru determinarea concentrației de radon în aerul din interiorul clădirilor și de la locurile de muncă, 2019.
- Moldovan, M., Cosma, C., Encian, I., Dicu, T., 2009. Radium-226 concentration in Romanian bottled mineral waters. *Journal Radioanal. Nuclear Chemistry*, 279(2): 487-491.
- Muhammad, B.G., Jaafar, M.S., Azhar, A.R., Akpa, T.C., 2012. Measurements of radon activity concentration in domestic water sources in Penang, Northern Peninsular Malaysia. *Radiation Protection Dosimetry*, 149(3): 340-346.
- Murariu, T., 2005. *Geochimia și metalogenia uraniului*. Editura Universității Alexandru Ioan Cuza, Iași, 430 pp.
- Nazaroff, W.W., Doyle, M.S., Nero, A.V., Sextro, R.G., 1986. Potable water as a source of airborne radon in U.S. dwellings: A review and assessment. *Health Physics*, 52(3): 281-295.
- Nazaroff, W.W., Nero, Jr., A.V., 1988. *Radon and its decay products in indoor air*. Wiley – Interscience, 1st edition, United States, 518 pp.
- Papp B., 2011. *Radonul și fluxul de radon din sol. Aplicații în Mediu, Geologie și Geofizică*. Teză de doctorat, Universitatea Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca, 146 pp.
- Porstendorfer, J., 1994. Properties and behaviour of radon and thoron and their decay products in the air. *Journal of Aerosol Science*, 25(2): 219-263.
- Prichard, H.M., Gesell, T.F., 1984. Radon in the environment. *Advances in Radiation Biology*, 11: 391- 426.
- Rallakis, D., Michels, R., Brouand, M., Parize, O., Cathelineau, M., 2019. The role of organic matter on uranium precipitation in Zoovch Ovoo, Mongolia. *Minerals*, 9(5): 310.
- Riley, W.J., Robinson, A.L., Gadgil, A.J., Nazaroff, W.W., 1999. Effects of variable wind speed and direction on radon transport from soil into buildings: model development and exploratory results. *Atmospheric Environment*, 33(14): 2157-2168.
- Roba, C.A., Codrea, V., Moldovan, M., Baciuc, C., Cosma, C., 2010. Radon and radium content of some cold and thermal aquifers from Bihor County (northwestern Romania). *Geofluids*, 10(4): 571- 585.
- Sainz, C., Dinu, A., Dicu, T., Szacsvai, K., Cosma, C., Quindós, L.S., 2009. Comparative risk assessment of residential radon exposures in two radon-prone areas, Ștei (Romania) and Torrelodones (Spain). *Science of the Total Environment*, 407: 4452-4460.
- Sakoda, A., Ishimori, Y., Yamaoka, K., 2011. A comprehensive review of radon emanation measurements for mineral, rock, soil, mill tailing and fly ash. *Applied Radiation and Isotopes*. 69(10): 1422-1435.

- Simion, E., Mihalcea, I., Cuculeanu, V., Simion, F., 2012. Dynamics of outdoor radon and thoron progeny concentrations in some geographical areas of Romania. *Romanian Journal of Physics*, 58: 251-261.
- Stoici, S.D., Tătaru, S., 1988. *Uraniul și Thoriul*. Editura Tehnică, București, 338 pp.
- Szabo, A., 1978. *Ape și gaze radioactive în România*. Editura Dacia, Cluj-*napoca*, 210 pp.
- Tommasino, L., 2005. Radiochemical methods, Radon. In: Meyers, R.A. (eds.) *Encyclopedia of Analytical Science (Second Edition)*, 32-44 pp.
- Tchorz-Trzeciakiewicz, D.E., Kłos, M., 2017. Factors affecting atmospheric radon concentration, human health. *Science of the Total Environment*, 584-585: 911-920.
- Ud-Din Khan, S., Nakhbov, A., 2020. Nuclear Reactor Technology development and Utilization. Fuel Cycles, Advanced Reactors, and Hybrid Systems. In *Woodhead Publishing Series in Energy*, Elsevier, 492 pp.
- UNSCEAR (United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation), 1988. Sources, effects and risks of ionizing radiation. United Nation Scientific Comitee on the Effects of Atomic Radiation 1988 Report to the General Assembly, with annexes, 44 pp.
- UNSCEAR (United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation), 2008 Report. Sources and effects of ionizing radiation. Vol. 1: Sources, 2008.
- WHO (World Health Organisation), 2009. *WHO Handbook on Indoor Radon: A Public Health Perspective*. Hajo, Z., Ferid, S., (eds.), Geneva, 94 pp.

Capitolul 2

Metode și aparatură de măsurare a radonului

2.1. Metode generale de detecție

Pe baza proceselor de interacțiune a radiației cu substanța și a fenomenelor care rezultă din acestea, s-au dezvoltat diverse metode de detecție ale radiației în mediul înconjurător. Acestea sunt fundamentate în special pe ionizarea în gaze și apariția purtătorilor de sarcină liberi în semiconductori sau pe excitarea atomilor și apariția de fenomene luminoase, precum și pe slăbirea de legături intermoleculare la contactul cu reactanți chimici (Cosma și Jurcuț, 1996). Metodele de măsurare a radonului pot fi atât active, atunci când proba de aer este recoltată în timp real, prin aspirație, sau pasive atunci când radonul este colectat prin difuzie. În funcție de durata măsurătorilor, există mai multe tehnici de măsurare. Măsurătoarea instantanee (așa-numita grab-sampling), de scurtă durată, presupune analiza conținutului de gaz radon, rezultând o valoare instantanee a concentrației de radon din probă (Burghele et al., 2019). Măsurătorile continue (așa-numitele time series) presupun analiza conținutului de radon pe o perioadă mai lungă de timp, rezultatul fiind reprezentat de un șir de valori instantanee ale concentrațiilor, raportat la perioada de timp în care s-au efectuat măsurătorile (Dicu et al., 2021). Totodată, măsurătorile integrate sau retrospective sunt tot de lungă durată, doar ca acestea oferă o medie a unei singure concentrații raportată la o perioadă de timp, de la câteva zile

până la câteva luni sau chiar ani (Dicu et al., 2018). În funcție de metodele active sau pasive de măsurare s-au dezvoltat mai multe tipuri de detectori. În continuare voi prezenta cele mai utilizate metode și tehnici de măsurare a conținutului de radon.

2.1.1. Metode de măsurare active

a) Camere de scintilație

Metoda celulelor (camerelor) de scintilație a fost dezvoltată de către Lucas (1957) și presupune măsurarea concentrației de radon cu ajutorul unui cilindru metalic al cărui perete este impregnat cu un strat scintilator sensibil la particulele alfa radioactive. Cilindrul este introdus într-o incintă la al cărei capăt este montat un fotomultiplicator. Cu ajutorul unor pompe de aspirație sau prin crearea unei presiuni negative în interior, proba de aer va fi captată în interiorul incintei, unde radiațiile alfa emise de radon vor lovi stratul scintilator și vor da naștere unor impulsuri luminoase ce vor fi înregistrate de către fotomultiplicator (Miles, 2004).

b) Camere de ionizare

Aceste dispozitive se bazează pe ionizarea gazului prin aplicarea unui câmp electric. Proba de aer este introdusă în interiorul camerei de ionizare fie prin aspirație, cu ajutorul unor pompe, fie va fi lăsată să difuzeze liber. Ionii și electronii rezultați din ciocnirea particulelor încărcate și alte molecule se vor deplasa de-a lungul liniilor de câmp electric și vor produce un curent de ionizare. Aceste sarcini sunt captate de un condensator iar viteza de variație a tensiunii acestuia este măsurată cu un electrometru (Cosma și Jurcuț, 1996; Miles, 2004).

c) Colectoare electrostatice

Metoda presupune o incintă în care aerul este pompat sau lăsat să difuzeze. În interiorul acesteia este montat un detector asupra căruia se aplică un voltaj pentru a se încărca electrostatic și a colecta descendenții radonului odată ce aceștia se formează (Miles, 2004).

2.1.2. Metode și aparate de măsurare pasivă

2.1.2.1. Detectori cu electreți

Electreții sunt materiale încărcate permanent electrostatic care pot colecta produșii de dezintegrare ai radonului încărcăți cu sarcină electrică. Odată

ce aerul este introdus în incinta unde se află electretul, particulele alfa rezultate din dezintegrarea radonului și a descendenților acestuia vor ioniza aerul, ceea ce va duce la descărcarea electretului cu o viteză proporțională cu concentrația de radon. Astfel, prin măsurarea potențialului ante- și post-expunere se poate estima concentrația medie de radon (Dinu, 2009).

2.1.2.2. Detectori cu cărbune activ

Această metodă implică utilizarea detectorilor din cărbune activ. Prin fenomenul de adsorbție, radonul și produșii de dezintegrare vor fi reținuți de către cărbune, concentrația acestuia din urmă putând fi măsurată prin spectrometrie gamma sau cu ajutorul lichidelor scintilatoare. În cazul din urmă, cărbunele introdus într-un astfel de lichid va ceda solventului energia radiației pe care a captat-o, prin fenomenele de ionizare și excitare. Energia transferată lichidului scintilator va fi re-emisă sub formă de fotoni care vor fi detectați de fotomultiplicatori (Miles, 2004).

2.1.2.3. Detectori de urme

Detectorii de urme sunt materiale din plastic sau polimeri care au proprietatea de a păstra urme detectabile ale radiației alfa după ce au fost traversate de către aceasta. Aceste urme sunt evidențiate prin prelucrarea chimică sau magnetică, astfel devenind vizibile la microscop. Numărul de urme astfel cuantificat va da concentrația medie de radon. Cele mai folosite materiale pentru realizarea detectorilor de urme sunt nitratul de celuloză (LR-115), policarbonații (MARKROFOL și LEXAN) și alidiglicolul (CR-39) (Bochicchio et al., 1995; Dinu, 2009).

2.2. Metode și aparatura folosite pentru măsurarea radonului din aer

În campaniile de măsurare a radonului din aerul din interiorul locuințelor a fost utilizată metoda pasivă, cu detectori de urme de tip CR-39, iar pentru dezvoltarea și citirea acestora s-a folosit ansamblul RadoSys 2000 (Elektronika, Budapesta, Ungaria) care constă într-o baie de dezvoltare și un microscop optic cu citire automată.

2.2.1. Metoda pasivă – tehnica detectării de urme

Măsurarea radonului cu ajutorul detectorilor de urme este cea mai viabilă și mai des întâlnită tehnică de măsurare a radonului în aer din Europa (Cinelli et al., 2019). Polimerul din care este fabricat detectorul de urme CR-39, respectiv alidiglicolul, este sensibil la radiațiile din intervalul 0,2-20 MeV, care duc la ruperea lanțurilor de molecule și la apariția urmelor de traversare. Pentru ca aceste urme să poată fi citite și interpretate pentru a calcula conținutul (mediu) de radon, se procedează la dezvoltarea chimică a detectorilor CR-39.

Procesul de dezvoltare începe cu pregătirea detectorilor, care se așează pe un diapozitiv de plastic. Deoarece se manipulează substanțe chimice periculoase, toate etapele se desfășoară în nișe chimice cu exhaustare. Prepararea soluției are loc într-o unitate de dezvoltare de tipul RB4 (RB4 Etching Unit). Patru litri de apă distilată sunt încălziți până la temperatura de 90°C, după care se adaugă treptat 1 kg de hidroxid de sodiu (NaOH, concentrație 99,98 %, Merk KgaA, Germania). Apoi diapozitivele cu detectori sunt inserate într-un carusel, în lungul unor fante și apoi introduși în soluția preparată, având grijă ca temperatura acesteia să nu fie mai mare de 92 °C. Diapozitivele sunt rotite automat în soluție, la o temperatură constantă de 90 ± 2 °C, timp de 4 ore și 30 de minute. Acest proces se numește *gravare chimică* și are scopul de a mări urmele de pe detectori până la dimensiuni ușor observabile la microscop. După finalizarea procesului de dezvoltare, soluția de hidroxid este evacuată în recipiente speciale de depozitare și se începe procesul de *neutralizare*. Se adaugă 5 litri de soluție de HCl cu concentrația de 1 %, în care detectorii sunt spălați timp de 20 de minute. La finalul celor 20 de minute soluția de HCl va fi colectată într-un recipient, în vederea reutilizării și înlocuită cu 5 litri de apă distilată în care diapozitivele vor fi clătite timp de încă 20 de minute. După finalizarea procesului de neutralizare, caruselul cu diapozitivele pe care sunt așezați detectorii va fi extras din baia de dezvoltare și lăsat să se usuce câteva ore la temperatura camerei. Odată uscate diapozitivele, detectorii sunt șterși cu alcool izopropilic și introduși în microscopul optic cu citire automată. *Microscopul Radometer 2000* produs de RadoSys Ltd. (Ungaria) este un microscop de tip scanner, autofocalizant, care are capacitatea de a contoriza numărul de urme produse de radiația alfa, respectiv densitatea de urme pe o suprafață de 50 de mm².

Concentrația medie de radon se calculează pe baza densității urmelor, folosind formula (Dinu, 2009; Cucos (Dinu) et al., 2012):

$$C_{Rn} = \frac{\rho \times Fc}{t}$$

Unde:

C_{Rn} - concentrația de radon calculată (Bq/m³), ρ – densitatea de urme măsurată (urme/mm²), Fc - factorul de calibrare (kBq/h/m³)/(urme/mm²), t – timpul de expunere (h).

În scopul reducerii erorilor de măsurare și pentru a verifica precizia sistemului RadoSys 2000, laboratorul LiRaCC a participat periodic la exerciții internaționale de intercomparare cu laboratoare validate internațional.

2.2.2. Intercompararea rezultatelor obținute prin metoda pasivă

În ultimii 7 ani, metoda de măsurare pasivă, cu detectori de tip CR-39, a fost testată și validată prin participarea la 6 exerciții internaționale de intercomparare a rezultatelor. Patru dintre acestea au fost efectuate de laboratorul BfS (Bundesamt für Strahlenschutz, Germania), care este acreditat de către organismul german de acreditare (Deutsche Akkreditierungsstelle) pentru calibrarea dispozitivelor care măsoară concentrația de activitate a radonului și ai produșilor de dezintegrare ai acestuia în aer. Toate detaliile cu privire la procedură și la rezultatele obținute în urma participării la intercompararea organizată de BfS au fost publicate în rapoarte de intercomparare de către Foerster et al. (2016, 2019), Friedrich et al. (2019) precum și în rapoarte de analiză care vor fi prezentate succint în cele ce urmează.

2.2.2.1. Procedura de lucru

Cu ajutorul unor recipiente de oțel cu volume de 0,4 m³, 11 m³, 30 m³ (Figura 5) au fost generate atmosfere de referință pentru ²²²Rn care au ținut cont de parametrii climatici precum temperatură, presiunea aerului și umiditatea relativă. Concentrația de radon a fost atent monitorizată folosind celule de scintilație (metodă descrisă la punctul 2.2.1.a). Procedurile pentru crearea atmosferelor de referință sunt prezentate pe website-ul Biroului Federal German pentru Protecție Radiologică (www.bfs.de).



Figura 5. Laboratorul de calibrare a radonului al Biroului Federal German pentru Protecție Radiologică cu containerele de calibrare cu volumul de 0,4 m₃ (imagine preluată din Foerster et al., 2019).

În prealabil intercomparării, toate dispozitivele de măsurare au fost pregătite și depozitate într-o încăpere cu concentrație scăzută a activității radonului și atmosferă controlată. Concentrația medie a activității radonului (C_{Rn}) din această incintă a fost măsurată pe toată durata depozitării, iar limita de detecție ($C_{Rn,EG}$) a instrumentului cu care s-a efectuat măsurătoarea a fost stabilită. De asemenea, s-a determinat umiditatea relativă ($r.H$) respectiv incertitudinea relativă extinsă a umidității relative (U_{rH} ($K=2$)), valoarea medie a temperaturii aerului ($^{\circ}C$) respectiv incertitudinea relativă extinsă a temperaturii aerului (U_T ($k=2$)) și valoarea medie a presiunii aerului (p) respectiv incertitudinea relativă extinsă a acesteia (U_p ($k=2$)). Rata medie a dozei echivalente medii ($H^*(10)$) pentru incinte precum și incertitudinea de măsurare extinsă (U_{H^*10} ($k=20$)) au fost de asemenea calculate. Date cu privire la parametrii atmosferici din încăperea folosită pentru depozitare la fiecare intercomparare sunt prezentați în Tabelul 3.

Tabelul 3. Parametri atmosferici în incinta de depozitare pentru cele patru intercomparări.

Anul intercomparării	CRn (Bq/m ³)	CRn,EG (Bq/m ³)	r.H (%)	U _{r.H}	T (C°)	UT (C°)	p (hPa)	U _p (hPa)	H*(10) (nSv/h)	UH*(10) (nSv/h)
2015	5	5	31	8	22	1	1021	3	67	14
2018	6	5	22	8	23	1	1001	3	68	15
2019	5	5	39	8	18	1	1003	3	69	2
2020	3	5	41	8	17	1	1001	3	69	2

La toate cele patru intercomparări conduse de către BfS au participat laboratoare din mai multe țări, în special cu dispozitive de măsurare a radonului reprezentate de detectori de urme dar și electreți. La fiecare participare, detectorii pasivi au fost separați în 5 grupuri a câte 7 dispozitive fiecare. Câte un grup aparținând fiecărui participant la exercițiu a fost folosit pentru a determina efectele transportului și depozitării (grup tranzit), celelalte grupuri fiind expuse în atmosferele de referință. Date cu privire la acestea și timpul de expunere vor fi prezentate în Tabelul 4 unde: $C_{Rn,Ref}$ – concentrația medie a activității radonului în timpul perioadei de expunere; t – timpul total de expunere (ore); $P_{Rn,Ref}$ – valoarea de expunere a radonului calculată ca produs dintre concentrația activă medie și timpul de expunere; U – incertitudinea relativă extinsă a concentrației de activitate a radonului; T – temperatura medie măsurată pe timpul expunerii; rH – umiditatea relativă; P – presiunea aerului.

Tabelul 4. Parametrii de expunere pentru detectorii participanți la cele patru intercomparări din anii 2015, 2018, 2019, 2020.

Anul inter-comparării	Grup expunere	Intervalul de expunere		t (h)	CRn,Ref (kBq/m ³)	Volum (m ³)	PRn,Ref (kBq/m ³)	U (%)	T (C°)	rH (%)	P (hPa)
2015	1	03.03.2015	09.03.2015	151,2	2204	11	333	7	25	25	1022
	2	03.03.2015	15.03.2015	171,1	2258	11	386	7	25	25	1022
	3	04.03.2015	17.03.2015	318,2	6243	0,4	1986	7	25	25	1022
	4	03.03.2015	11.03.2015	297,2	10528	0,4	2076	6	25	25	1022
2018	1	06.03.2018	14.03.2018	190	1,07	11	203	5	23	19	990
	2	27.02.2018	06.03.2018	168,6	1,31	11	221	5	23	9	1001
	3	06.03.2018	14.03.2018	190,7	8,54	30	1629	5	22	19	990
	4	27.02.2018	06.03.2018	173,9	9,94	30	1676	5	22	11	1001
2019	1	06.03.2019	14.03.2019	189	1,42	11	268	5	23	26	999
	2	07.03.2019	14.03.2019	191	3,37	30	644	5	22	28	998
	3	26.02.2019	07.03.2019	221,3	3,21	30	710	5	22	27	1002
	4	26.02.2019	06.03.2019	191,6	10,2	11	1954	5	23	25	1004

Anul inter-comparării	Grup expunere	Intervalul de expunere		t (h)	CR _{n,Ref} (kBq/m ³)	Volum (m ³)	PR _{n,Ref} (kBq/m ³)	U (%)	T (C°)	rH (%)	P (hPa)
2020	1	04.03.2020	11.03.2020	168,1	1,79	11	301	5	24	27	999
	2	04.03.2020	13.03.2020	221,3	3,65	30	808	5	23	28	999
	3	25.02.2020	03.03.2020	168,2	5,71	30	870	5	23	28	991
	4	24.02.2020	03.03.2020	193,5	10,33	11	1999	5	24	26	991

După expunere, detectorii au fost împachetați în aceeași încăpere unde au fost depozitați și trimiși pentru citire către laboratoarele de proveniență. După citirea efectuată în laboratorul LiRaCC cu echipamentul RadoSys 2000, datele rezultate au fost raportate către BfS pentru analiză și calcul statistic.

2.2.2.2. Analiza datelor

Valoarea medie a expunerii la radon a fost calculată atât pentru grupul tranzit cât și pentru fiecare grup expus, cu formula:

$$\bar{x}_g = \frac{1}{n} \times \sum_{i=1}^n x_{g,i}$$

De asemenea, deviația standard relativă a fost calculată folosind următoarea relație:

$$RSD_g = \frac{\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_{g,i} - \bar{x}_g)^2}{n-1}}}{\bar{x}_g} \times 100$$

Iar eroarea relativă a fost calculată cu formula:

$$RERR_g = \frac{(\bar{x}_g - X_g)}{X_g} \times 100$$

Unde:

g – numărul grupului expus (1, 2, 3, 4 pentru grupurile expuse și 0 pentru grupul tranzit)

$x_{g,i}$ – valoarea măsurată a expunerii la radon a detectorului i din grupul expus g

\bar{x}_g – valoarea mediei aritmetice a expunerii la radon a grupului expus g

RSD_g – deviația standard relativă a valorilor măsurate a grupului expus g

X_g – valoarea de referință a expunerii la radon ($P_{Rn,Ref}$) pentru grupul expus g

$RERR_g$ – eroarea relativă pentru valorile măsurătorilor pentru grupul expus g raportată la valoarea de referință.

2.2.2.3. Rezultate și concluzii

După analiza tuturor datelor, BfS a eliberat un buletin de analiză individual pentru fiecare laborator în parte, precum și un raport al intercomparării care a fost ulterior publicat. Principalele date cu privire la măsurătorile efectuate de laboratorul nostru sunt prezentate în tabelul 5.

Pentru anii 2015 și 2018, laboratorul care a efectuat intercompararea nu a oferit detalii cu privire la abaterile măsurate, lăsând la latitudinea laboratoarelor participante la studiu să interpreteze rezultatele în funcție de propriul sistem de management al calității. De abia în anii 2019 și 2020 acesta semnalează, orientativ, abaterile măsurate, în conformitate cu legislația germană.

Beck et al. (2014), după analiza tuturor datelor colectate de la intercomparările anterioare ale BfS arată că, atunci când se aplică un sistem de management al calității adecvat, deviația relativă a valorilor măsurate față de valorile de referință se poate situa într-un interval acceptat. Testarea instrumentelor de tipul detectorilor de urme, condusă de către BfS, a fost proiectată pentru un nivel de confidență de 90% a măsurătorilor, în conformitate cu ceea ce legislația germană impune pentru dozimetrele personale. Astfel, probabilitatea ca instrumentele de măsurare să fie neconforme, nu ar trebui să depășească 10%. Cu alte cuvinte, dintr-un lot de 28 de instrumente de măsurare de tipul detectorilor pasivi, pentru ca măsurătoarea să fie pe deplin satisfăcătoare din punct de vedere al nivelului de acuratețe, sunt acceptate două abateri.

Deviația maximă admisibilă este definită cu relația (Beck et al., 2014):

$$LL_g \leq \frac{x_{g,i}}{X_g} \leq UL_g \text{ unde } LL_g = 0,7 - \frac{30}{X_g} \text{ și } UL_g = 1,3 + \frac{30}{X_g}$$

Unde:

g – numărul grupului expus ($g = 1, 2, 3, 4$ pentru grupurile expuse și 0 pentru grupul tranzit)

$x_{g,i}$ – valoarea măsurată (P_{mess}) a expunerii la radon a detectorului i din grupul expus g

X_g – valoarea de referință a expunerii la radon ($P_{\text{Rn, Ref}}$) pentru grupul expus g

LL_g – limita inferioară pentru grupul expus g

UL_g – Limita superioară pentru grupul expus g .

În ceea ce privește rapoartele transmise de către BfS pentru intercomparările din anii 2019 și 2020, acestea au inclus datele cu privire la abaterile înregistrate. Pentru anii 2015 și 2018 atât raportul dintre valoarea măsurată și valoarea de referință ($P_{\text{mess}}/P_{\text{Rn,Ref}}$), cât și limitele inferioară și superioară, au fost stabilite prin relația de mai sus și incluse în Tabelul 5.

Pentru anii 2015, 2019 și 2020 nu s-a înregistrat nicio abatere de la limitele propuse, nivelul de acuratețe al măsurătorilor fiind mai mult decât satisfăcător. În ceea ce privește intercompararea din anul 2018, datele din tabel evidențiază 3 abateri, dintre care două sunt semnificative, fiind înregistrate pentru grupul 1 (203 kBqh/m³) și grupul 4 (1676 kBqh/m³). Una dintre aceste abateri se află imediat sub limita inferioară și a fost înregistrată în grupul 2 (221 kBqh/m³). În toate cazurile, valoarea măsurată a fost subestimată față de valoarea de referință. Cu excepția grupului 1 de la intercompararea din 2015, care a înregistrat o eroare relativă de 11,3 % și a grupului 1 de la intercompararea din 2019, unde eroarea relativă a fost calculată la 10,4 % – dar fără să existe abateri în cadrul acestora – toate celelalte grupuri de detectori, de la nivelul tuturor anilor, au prezentat erori relative mult sub 10 %, inclusiv grupurile 1, 2 și 4 unde au fost semnalate abaterile.

Având în vedere că aparatura folosită în studiu a fost calibrată periodic de către producător, respectând standardele internaționale de calitate, iar exercițiile internaționale de intercomparare ne arată că nu există abateri sistematice de la un an la altul, putem presupune că abaterile înregistrate la intercompararea din anul 2018 nu se datorează erorilor de măsurare ci

mai degrabă erorilor aleatorii care țin de influența procesului de dezvoltare asupra detectorilor, date de diferențele în grosimea straturilor acestora (Leung et al., 2007) sau sunt rezultate din diferențele care țin de geometria de expunere a filmului în interiorul carcasei detectorului precum și a variabilității proprietății de difuzibilitate a detectorilor (Zhukovsky et al., 2010). Luând în calcul toate aceste aspecte, putem conchide că, în ceea ce privește metodologia de lucru a laboratorului LiRaCC, aceasta întrunește standardele internaționale pentru măsurătorile cu detectori de urme pasivi, iar măsurătorile efectuate pe toată durata studiului pot fi considerate a avea o acuratețe ridicată.

Tabelul 5. Datele rezultate din intercomparările BfS din anii 2015, 2018, 2019 și 2020 (date extrase din buletinele de analiză BfS).

Anul participării	Grupul expus g	Tranzit (0)	1	2	3	4
		Valoarea de referință a expunerii la ^{222}Rn $P_{\text{Rn,Ref}}$		333	386	1986
2015	Media aritmetică $X_{g,i}$ (kBq/m ³)	0,9	295,4	362,6	2068,1	2143
	Deviația standard relativă RSD_g (%)	183,6	3,1	5,4	3,7	3,5
	Eroarea relativă RERR_g (%)		11,3	-6,1	4,1	3,2
	LL		0,6	0,6	0,7	0,7
	UL		1,4	1,5	1,3	1,3
	Abateri		0	0	0	0
2018	Grupul expus g	Tranzit (0)	1	2	3	4
	Valoarea de referință a expunerii la ^{222}Rn $P_{\text{Rn,Ref}}$		203	221	1629	1676
	Media aritmetică $X_{g,i}$ (kBq/m ³)	29,1	218,6	239,7	1784,6	1543
	Deviația standard relativă RSD_g (%)	27,4	34	27	7,5	36,5
	Eroarea relativă RERR_g (%)		7,7	8,4	9,6	-7,9
	LL		0,6	0,6	0,7	0,7
	UL		1,4	1,4	1,3	1,3
Abateri		1	1	0	1	
2019	Grupul expus g	Tranzit (0)	1	2	3	4
	Valoarea de referință a expunerii la ^{222}Rn $P_{\text{Rn,Ref}}$		268	644	710	1954
	Media aritmetică $X_{g,i}$ (kBq/m ³)	236	296	640	669	1809
	Deviația standard relativă RSD_g (%)	49	12,1	14,2	10,4	14,4
	Eroarea relativă RERR_g (%)		10,4	-0,6	-5,8	-7,4
	LL		0,6	0,7	0,7	0,7
	UL		1,4	1,3	1,3	1,3
	Abateri		0	0	0	0

2020	Grupul expus g	Tranzit (0)	1	2	3	4
	Valoarea de referință a expunerii la ^{222}Rn $P_{\text{Rn,Ref}}$		301	808	870	1999
Media aritmetică $X_{g,i}$ (kBq/m ³)		28	309	840	898	1891
Deviația standard relativă RSD _g (%)		23,2	14,5	4,8	5	7,1
Eroarea relativă RERR _g (%)			2,7	4	3,3	-5,4
LL			0,6	0,7	0,7	0,7
UL			1,4	1,3	1,3	1,3
Abateri			0	0	0	0

2.3. Metode și tehnici folosite pentru măsurătorile de radon în sol

Măsurarea concentrației activității radonului în aerul provenit din sol se efectuează, de obicei, prin detecția dezintegrărilor radioactive dintr-o probă de gaz din sol. Cea mai des folosită metodă în acest scop este metoda activă (Cinelli et al., 2019). Pentru acest studiu am folosit metoda activă cu două tehnici diferite de măsurare: detectorii cu scintilație și camerele de ionizare. Detalii cu privire la aparatură și protocolul folosit în detectarea radonului în gazul provenit din sol sunt descrise în cele ce urmează.

2.3.1. Tehnica camerei de scintilație

Instrumentul de măsură LUK3P (Jiry Plch, Republica Cehă; vezi Plch, 2008) măsoară radonul din probe de aer, funcționând prin tehnica de scintilație cu celule Lucas. Partea principală a aparatului (Figura 6) o reprezintă un tub fotomultiplicator care permite introducerea unei capsule cilindrice căptușită la interior cu material scintilator (sulfat de zinc) și care împreună formează camera de detecție. Volumul celulei Lucas este de 145 ml, iar volumul total al camerei de detecție este de 150 ml. Camera de detecție este prevăzută cu un capac care permite o închidere ermetică a acesteia. Proba este introdusă în camera de detecție cu ajutorul unei seringi (Janet, 150 ml) prin crearea unei presiuni negative cu ajutorul unei pompe manuale de vid. Presiunea din camera de detecție poate fi modificată cu ajutorul unui robinet, nivelurile acesteia fiind monitorizate cu un barometru electronic conectat la un microprocesor, care controlează la rândul lui procesul de umplere al

camerei. Pulsurile luminoase generate de particulele alfa la impactul cu stratul scintilator sunt captate de fotomultiplicator, amplificate și trecute printr-un diferențiator de amplitudine (care are rolul de a le diferenția de fondul de zgomot) și convertite mai apoi în impulsuri electrice ce sunt contorizate și transformate în concentrație de radon, tot cu ajutorul microprocesorului. La acest microprocesor sunt legate o memorie, un display și elemente de control care îl transformă într-un veritabil mini-computer.

Alimentarea componentelor electronice se face printr-o baterie Li-Ion reîncărcabilă, de 2,5 Ah iar conexiunea cu alte calculatoare, unde datele pot fi descărcate din memoria internă a aparatului, se realizează prin

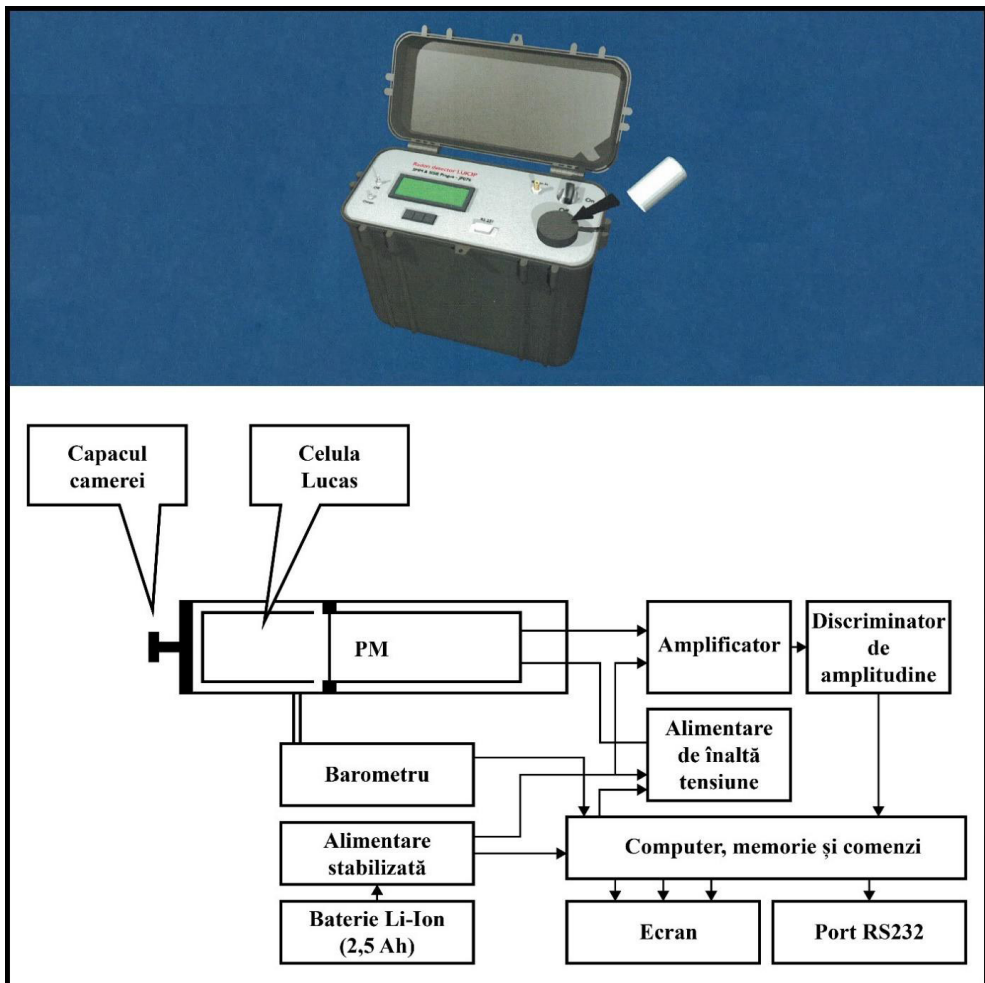


Figura 6. Aparatul LUK3P și schema generală de funcționare (din Plch, 2008, cu modificări).

intermediul unui port RS232. Memoria internă a instrumentului permite înmagazinarea a 12573 de rezultate de măsurători, procesate din punct de vedere statistic (ex., calculul mediei și al deviației standard a rezultatelor) cu ajutorul unui program preinstalat (Plch, 2008). Fiecare măsurătoare folosește câte o celulă Lucas distinctă, care va fi lăsată să se decontamineze minim 3 ore înainte de a fi refolosită.

2.3.2.1. Determinarea concentrației de radon

Concentrația de radon este calculată de aparat conform relației (Plch, 2008):

$$C_{Rn} = \frac{n_s}{Vk}$$

Unde:

C_{Rn} – concentrația de radon (Bq/m³) n_s – rata impulsurilor de radon numărate (impulsuri/s)

V – volumul celulei Lucas k – rata de numărare a impulsurilor la o activitate de 1 Bq de radon în celulă.

Statistica măsurătorilor de radon se efectuează conform următoarelor relații (Plch, 2008): în primul rând, relația dintre rata de numărare a impulsurilor (n_s) și concentrația de radon (C^{Rn}) poate fi descrisă prin: $n = CRn \times V \times k$.

Pentru a se diferenția cantitatea reală de radon din probă față de background, se va calcula doar numărul de impulsuri cauzat de radon prin relația:

$$N_s = N_{B+S} - N_B \frac{t_s}{t_B} = N_s + N_{BS} - N_B \frac{t_s}{t_B}$$

Unde:

N_s – numărul de impulsuri din probă t_s – timpul de măsurare

N_{B+S} – numărul de impulsuri măsurate B – fondul

S – proba

N_B – rata de măsurare a fondului t_B – intervalul de măsurare al fondului. Astfel, *deviația standard* a lui N este:

$$\sigma^2 = N_s + N_{BS} + N_B \times \left(\frac{t_s}{t_B}\right)^2$$

după ce se introduce rata de numărare a fondului (n_B), care se definește prin N_B/t_B , relația devine:

$$\sigma^2 = N_s + n_B \times t_s \times \left(1 + \frac{t_s}{t_B}\right)$$

Eroarea statistică relativă este calculată ținând cont de ratele de numărare din probă (n_s) și din fond (n_B) conform relației:

$$s = \frac{\sigma}{N_s} = \frac{\sqrt{1 + \frac{n_B}{n_s} \times \left(1 + \frac{t_s}{t_B}\right)}}{\sqrt{N_s}}$$

2.3.2.2. *Protocoale de măsurare*

Au fost dezvoltate trei protocoale predefinite de măsurare, special concepute pentru măsurătorile în sol, care țin cont de fond, producții de dezintegrare și prezența toronului în probă, aplicând corecții automate, în funcție de necesități.

- a) Programul RadonFast permite o măsurătoare rapidă a radonului din probă, însă se recomandă a fi folosit doar în cazul în care conținutul de toron al probei este suficient de mic, iar fondul celulei este deja cunoscut.
- b) Programul Radon TH permite măsurarea concentrației de radon atunci când concentrația de toron este mică și cunoscută.
- c) Programul Radon TH⁺ este folosit atunci când se fac măsurători în locuri noi, neexplorate, iar concentrația de toron este necunoscută.

Pentru măsurătorile care fac obiectul acestui demers științific s-a folosit programul Radon TH⁺ și va fi descris în detaliu în cele ce urmează.

Odată pornit programul, este introdusă automat o întârziere de 120 s, necesară pentru decontaminarea celulei Lucas. După acest interval de

timp începe măsurarea fondului celulei, timp de alte 120 s. Dacă fondul este mare, se impune reînceperea măsurătorilor, folosind o altă celulă. Altfel, măsurătoarea poate continua prin introducerea probei în camera de detecție. Se evacuează aerul din incintă cu ajutorul unei pompe de vid, prin intermediul unui orificiu special conceput, până când se creează o presiune negativă echivalentă cu 0,1 din presiunea normală (detaliile cu privire la nivelul presiunii sunt afișate pe ecranul aparatului). Când presiunea joasă atinge nivelul optim, se închide robinetul care permite comunicarea cu exteriorul camerei de detecție, vidul astfel creat putând fi menținut atâta cât este necesar pentru preluarea probei din sol. Seringa de 150 ml se atașează printr-un furtun la orificiul mai sus menționat, iar deschiderea robinetului și diferența de presiune permit extragerea probei din seringă, în interiorul aparatului. În momentul în care aparatul sesizează normalizarea presiunii în camera de detecție, procedează la începerea secvenței automate de măsurare care are la rândul ei 3 etape. În prima etapă se aplică o primă măsurătoare de 20 s pentru controlul toronului, la care se adaugă încă 20 de secunde pentru fond, care este extras din numărul impulsurilor măsurate și stocat în memoria aparatului ca N_0 . Un interval de 5 minute se adaugă la acest timp, necesar pentru dezintegrarea toronului. Apoi, după 20 s de măsurătoare, programul calculează eroarea statistică și testează dacă aceasta este mai mică de 5 % (procent acceptat pentru astfel de măsurători, cu acest tip de aparat). Dacă acest lucru nu se justifică, aparatul aplică noi seturi de măsurători până la un maxim de 9 astfel de intervale de măsurare. Numărul de impulsuri (N_1, N_2, N_3, \dots) pentru fiecare interval este corectat pentru fond, după care se aplică un factor k (k_1, k_2, k_3, \dots) definit de creșterea produșilor de dezintegrare ai radonului în celulă. Valoarea medie a ratei de numărare din probă (n_s) este calculată din numărul total de impulsuri, divizat la 20 iar concentrația de radon este determinată prin relația deja prezentată (Plch, 2008).

Demn de menționat este că fondul măsurat poate proveni din contaminarea camerei de detecție dintr-o măsurătoare anterioară, precum și din contaminarea celulelor, dacă radonul și descendenții acestuia se află depuși pe suprafața camerei și pe fereastra fotomultiplicatorului, ori pe stratul scintilator al celulei Lucas. Singura metodă de a reduce fondul este aceea de a aerisi aparatul și celulele, în cazul celor din urmă fiind reco-

mandat sa se aștepte cel puțin 3 ore până la refolosire, pentru a permite dezintegrarea descendenților. Valoarea maximă acceptată pentru fondul celulei, la măsurătoarea cu programul Radon TH⁺, este de 30 impulsuri pe secundă (Plch, 2008).

2.3.2. Tehnica celulelor de ionizare

Sistemul RM-2 pentru măsurători de radon în sol a fost conceput special pentru măsurătorile în sol, de către compania Radon v.o.s. din Republica Cehă. Principiul de detecție îl reprezintă camera de ionizare operată de un curent electric. Sistemul este constituit dintr-un set de celule de ionizare (IK-250) cu volumul de 250 ml și un electrometru ERM-3 (cititor de voltaj).

2.3.2.1. Electrometrul ERM-3

Este un aparat de măsură al radonului, intuitiv de folosit și a cărui dimensiuni și greutate îl fac ușor de transportat și manipulat în măsurătorile pe teren. Acesta este prevăzut cu o interfață LCD pe care se pot citi rezultatele măsurătorilor, dar are și o memorie internă care permite stocarea lor. La partea superioară este montat un cititor electrod la care se conectează camera de ionizare (Figura 7). Cu ajutorul a patru butoane și două întrerupătoare se pot accesa funcțiile aparatului. Alimentarea se face cu o baterie de 9V de unică folosință.



Figura 7. Electrometrul ERM-3 și celula de ionizare IK-250.

2.3.2.2. Celulele de ionizare IK-250

Sunt incinte cilindrice, de oțel, cu un volum de 250 ml și grosime de 0,8 mm. Acestea sunt prevăzute cu un electrod axial din alamă care iese din celulă prin mijlocul unui tub de oțel căptușit cu material izolator din teflon și care este fixat la partea superioară a celulei printr-o bucă care are și rol de izolare. Electrocul de colectare coboară până la partea de jos a celulei și este la rândul lui izolat de un mic cilindru cu rezistivitate electrică care are rol de conector cu exteriorul, unde se va conecta cu cititorul detectorului. Tot la partea superioară a celulei se află un robinet prin care proba de radon poate fi introdusă în interior. Atât acest robinet cât și capacul camerei de ionizare se închid ermetic cu ajutorul unor garnituri de silicon, pentru a se putea realiza vidarea celulei.

2.3.2.3. Principiul de măsurare

Detectorul funcționează în modul nesaturat al unei caracteristici volt-ampere, voltajul dintre electrozi și camera de ionizare fiind de 48V. Sensitivitatea curentului electric al detectorului la acest voltaj este de 85 % din curentul saturat. Curentul de ionizare direct este amplificat și mai apoi procesat electronic și statistic. Rezultatul este afișat pe display-ul aparatului și înregistrat automat în memoria acestuia. Timpul efectiv de măsurare este de 120 s care este împărțit în două tipuri de procesare. Primele 80 s sunt necesare pentru stabilizarea sistemului, în următoarele 40 s efectuându-se calculul concentrației de radon pe baza analizei statistice a valorilor rezultate din măsurătorile curentului (conform manualului tehnic al sistemului RM-2).

Aparatul dispune de două moduri de măsurare a radonului din probele de gaz, care pot fi setate cu ajutorul unui întrerupător. Modul de măsurare de „15 minute” permite măsurătoarea concentrației de radon după un interval necesar pentru dezintegrarea toronului. Modul de măsurare „B” permite măsurătoarea radonului după ce acesta atinge nivelul de echilibru radioactiv împreună cu producții de dezintegrare, după un interval de 3 ore și 20 de minute (conform manualului tehnic al sistemului RM-2).

Accesarea funcției „ZERO” setează nivelul zero al semnalului electrometrului, recomandată a se efectua după fiecare 15 măsurători. De fiecare dată când aparatul este deschis, funcția zero este accesată automat. Funcția „CM” permite ștergerea tuturor datelor din memoria aparatului,

iar funcția „SET” calculează a 3-a cvartilă a tuturor datelor stocate. Prin funcția „START” se începe măsurătoarea de radon (conform manualului tehnic al sistemului RM-2).

2.3.2.4. Protocolul de măsurare al radonului cu sistemul RM-2

Fiecare măsurătoare începe cu pregătirea celulelor de ionizare. Acestea sunt curățate și vidate cu ajutorul unei pompe manuale de vid. După vidarea celulelor, acestea sunt măsurate pentru a se stabili fondul. Măsurătoarea pentru fond este similară cu măsurătoarea propriu-zisă. După ce fondul a fost stabilit pentru fiecare celulă a setului și notat în carnetul de teren, se începe extragerea probelor de aer din sol. Probele sunt prelevate cu o seringă de tip Janet de 150 ml, după protocolul Neznal et al. (2004), din sonde de metal introduse în sol până la adâncimea de 80 cm. Fiecare probă de gaz va fi introdusă în celule separate la care se aplică un protocol de întârziere a măsurătorii de 15 minute, pentru a permite dezintegrarea toronului până la nivele acceptabile. După acest interval, celulele sunt conectate la electrozii aparatului de măsură și se procedează la măsurarea acestora pentru a se stabili concentrația activității radonului în proba de aer (conform manualului tehnic al sistemului RM-2).

2.3.3. Intercompararea rezultatelor obținute prin metoda activă

Pentru a testa eficacitatea și acuratețea aparaturii folosite în acest studiu și nu în ultimul rând pentru a menține standardele de calitate cu privire la măsurătorile de radon în diferiți factori de mediu, s-a participat la un test metrologic de verificare a aparatelor active și pasive și două exerciții internaționale de intercomparare a măsurătorilor de radon în sol.

2.3.3.1. Testul metrologic al detectorului de radon LUK3P

Detectorul LUK3P, folosit în acest studiu, a fost supus în perioada 16-26 iunie 2017 la un workshop metrologic în cadrul laboratorului LaRUC al Facultății de Medicină de la Universitatea Cantabria (Santander, Spania). Au fost testați monitori de radon și detectori și s-au comparat rezultatele cu media concentrațiilor de radon rezultate cu un aparat de referință certificat de laboratorul metrologic PTB (Physikalisch-Technische Bundesanstalt, Germany). S-au efectuat două expuneri de durată și la concentrații dife-

rite ale parametrilor fizici, de exemplu temperatura (t), umiditatea (RH), presiunea aerului din camera de testare (P) (Tabelul 6).

Tabelul 6. Condițiile fizice în timpul celor două expuneri (extras din Raportul tehnic LaRUC, 2017).

Expunere	Durată	AM ± SE			
		CRn (Bq/m ³)	T (C°)	RH (%)	P (hPa)
1 (scăzut)	87 ore	2118 ± 109	25,8 ± 0,1	65,7 ± 0,1	1011 ± 0,4
2 (ridicat)	232 ore	6235 ± 263	26,3 ± 0,1	63,5 ± 0,1	1012,2 ± 0,3

Pe baza rezultatelor obținute a fost calculată media aritmetică a concentrațiilor (AM) și eroarea standard a mediei (SE), cele din urmă fiind determinate din deviațiile standard (SD). Pentru a se putea compara mediile valorilor măsurate de aparatele testate față de aparatul de referință, a fost definită o rație pentru fiecare aparat în parte iar expresia care definește această relație este următoarea (conform Raportul tehnic LaRUC, 2017):

$$dRdev = \frac{\sqrt{(AM_{dev} \times SE_{ref})^2 + (AM_{ref} \times SE_{dev})^2}}{AM_{ref}^2}$$

Unde: Rdev – rația pentru aparate, dRdev – erorile de calcul pentru rația Rdev, AM_{dev} – media aritmetică a valorilor măsurate de instrumentele testate, AM_{ref} – media aritmetică a valorilor măsurate de aparatul de referință.

Protocolul de măsurători pentru aparatul LUK3P utilizat în cadrul studiului de față a implicat probarea radonului din incinta de testare, cu o seringă de 150 de ml, în ultimele 3 ore de expunere. Rezultatele măsurătorilor sunt prezentate în Tabelul 7 și Figurile 8 și 9.

Tabelul 7. Rezultatele măsurătorilor după prima și a doua expunere cu aparatul LUK3P și cu aparatul de referință (extras din Raportul tehnic LaRUC, 2017).

Expunere	Denumirea aparatului	CRn (Bq/m ³)		Rația R	
		AM	SE	Rdev	dRdev
1 exp. (scăzut)	Alpha Guard (referință)	3568	120		
	LUK3P/L3P/12/09	3462	380	0,97	0,11
2 exp. (ridicat)	Alpha Guard (referință)	10453	312		
	LUK3P/L3P/12/09	10403	571	0,99	0,06

În cazul primei expunerii, aparatul LUK3P a furnizat valori cu 5% sub valoarea de referință iar la a doua expunere, cu doar 1% sub valoarea de referință. Aceste rezultate indică o bună acuratețe de măsurare a aparatului LUK3P.

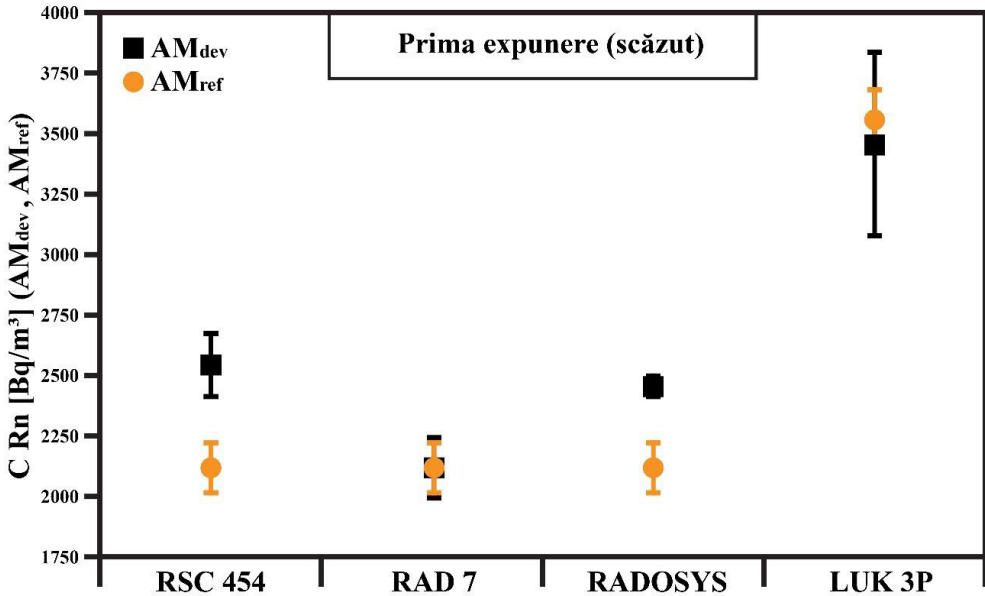


Figura 8. Distribuția mediilor aritmetice ale valorilor obținute cu aparatele testate față de distribuția mediei aritmetice a valorilor obținute cu aparatul de referință după prima expunere (extras din Raportul tehnic LaRUC, 2017, redesenat).

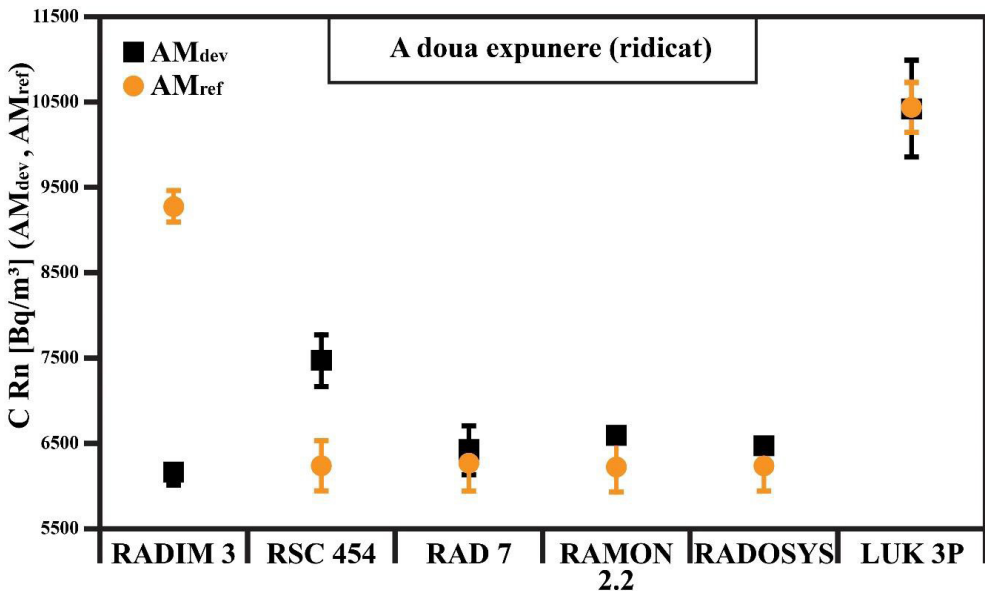


Figura 9. Distribuția mediilor aritmetice ale valorilor obținute cu aparatele testate față de distribuția mediei aritmetice a valorilor obținute cu aparatul de referință după a doua expunere (extras din Raportul tehnic LaRUC, 2017, redesenat).

2.3.3.2. Exerciții de intercomparare ale măsurătorilor de radon în sol

În septembrie 2018, respectiv septembrie 2021 am participat la măsurarea comparativă internațională a radonului din sol, pe siturile de referință ale radonului, Cetyne și Buk din Republica Cehă (Figura 10), administrate de Facultatea de Științe a Universității Charles din Praga. Scopul acestor exerciții a fost de a verifica atât acuratețea instrumentelor în vederea calibrării cât și procedura de măsurare a radonului în teren. Pentru ambele campanii s-a menținut același sistem de proiectare al măsurătorilor și s-a aplicat același protocol de măsurare, folosind același aparat. Locurile de referință pentru măsurători diferă sub aspect geologic și pedologic, implicit din punct de vedere al concentrației de radon (vezi Tabelul 8).

Tabelul 8. Caracteristicile generale ale siturilor de referință (date puse la dispoziție de către organizatorul intercomparării).

Sit de referință	CRn (kBq/m ³)	Permeabilitatea solului	Rocă	Sol	U (ppm)
Cetyne	32	medie	ortogneiss	argilos	2
Buk	146	mare	granodiorit	nisipos	3,6

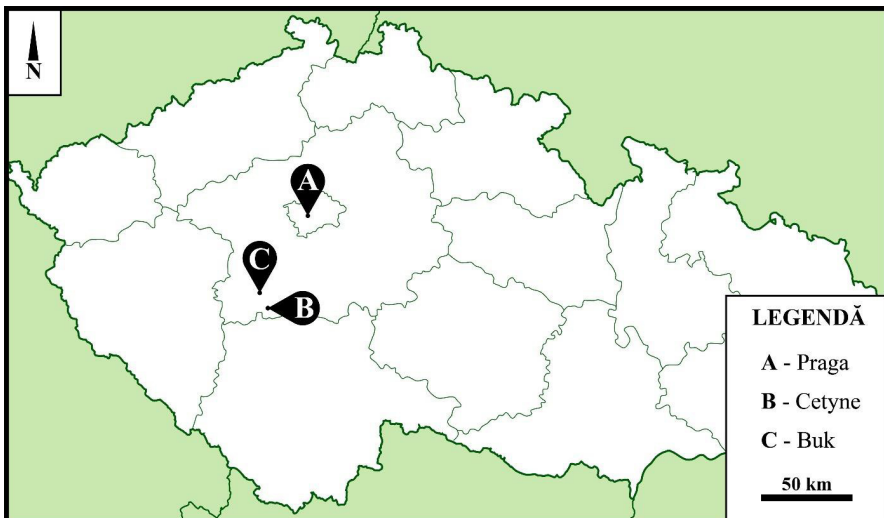


Figura 10. Localizarea siturilor de referință Cetyne și Buk

(Republica Cehă) pentru radon (RIM 2018).

Cele două situri de referință au constat din câte 10 stații unde fiecare participant la exercițiu prelevează și măsoară probe de radon, prin metoda proprie. În cazul LiRaCC s-a folosit protocolul de măsurare elaborat de Neznal et al. (2004). Toate datele au fost centralizate de organizator, respectiv Institutul de Matematică Aplicată și Tehnici de Calcul, Facultatea de Științe, Universitatea din Praga. Acesta a evaluat datele cu programul TestMOAR, prin trei teste statistice. Primul test a calculat diferențele dintre concentrația de radon raportată pentru fiecare stație individuală și valoarea mediană raportată de grup, pentru stațiile identice. Al doilea test a determinat regresia $y = a + bx$ dintre concentrația activității radonului la toate stațiile măsurate ale celor două situri de referință ($N = 2 \times 10 = 20$ stații) raportate de participantul testat (y) și mediana (x) la stațiile identice relevante raportate de organizator și toți ceilalți participanți mășurați în aceeași zi (Figurile 13 și 16). În testul al treilea s-a comparat concentrația medie a radonului ($N = 10$) raportată de fiecare participant pentru un singur sit de referință, cu concentrația medie de activitate a radonului în baza de date a sitului de referință. Aceasta din urmă cuprinde date anterioare, obținute începând cu anul 2000 și până în anul anterior intercomparării. Protocoalele de evaluare și rezultatele intercomparării (Figurile 11-16) sunt transmise tuturor participanților, fiecare organizație fiind identificată cu un cod (A18 – RIM 2018; A19 – RIM 2021).

Rezultatele intercomparării din anul 2018:

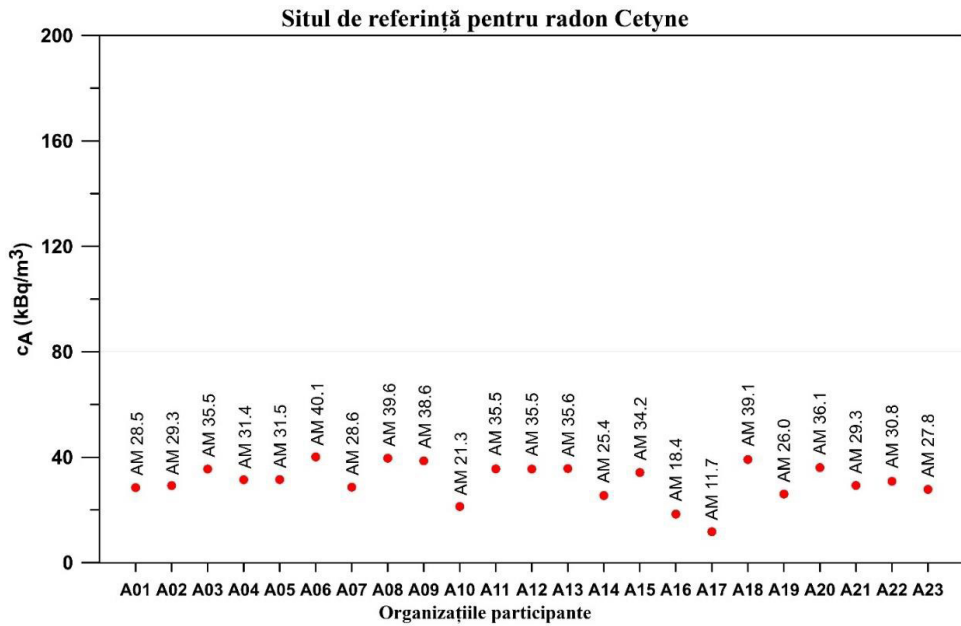


Figura 11. Mediile aritmetice ale concentrației de radon din sol (c_A), la situl de referință Cetyne pentru cele 23 de organizații participante la intercompararea din 2018, A18 fiind codul aferent LiRaCC (extras din Raportul RIM, 2018).

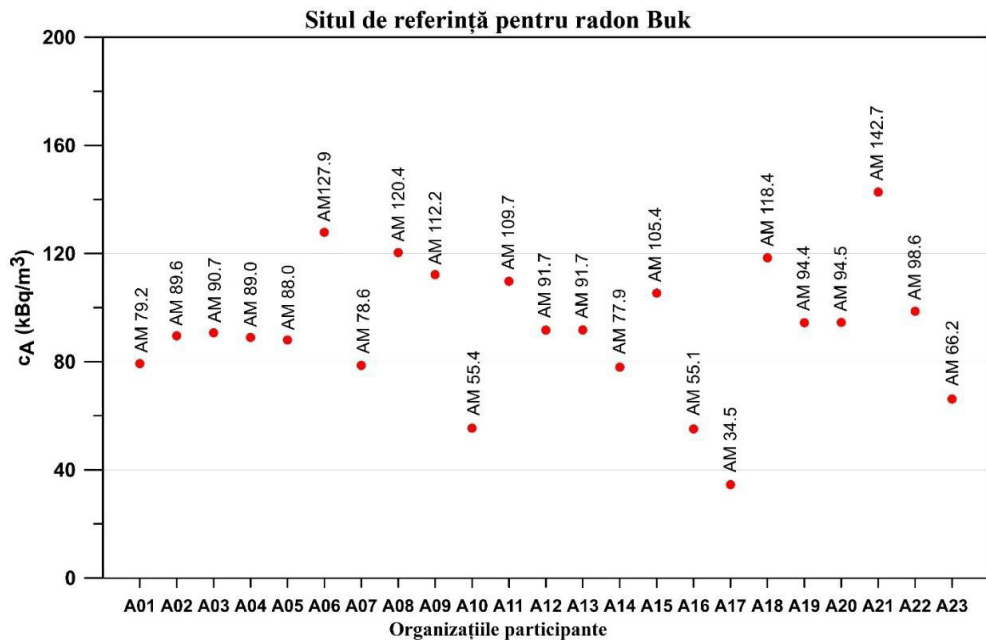


Figura 12. Mediile aritmetice ale concentrației de radon din sol (c_A), la situl de referință Buk pentru cele 23 de organizații participante la intercompararea din 2018, A18 fiind codul aferent LiRaCC (extras din Raportul RIM, 2018).

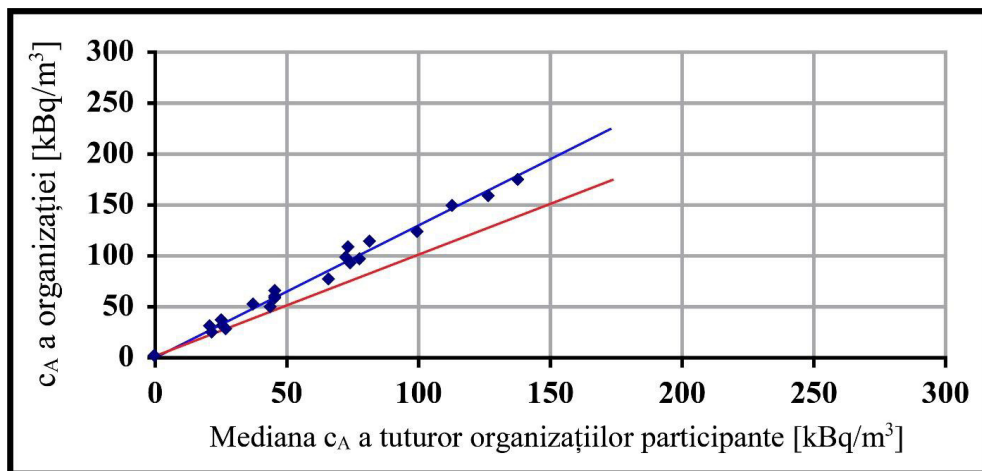


Figura 13. Testul 2 – Regresia concentrației de radon în sol raportată de laboratorul nostru versus media datelor concentrațiilor de radon ale întregului grup de participanți, la stații identice de la siturile de referință Cetyne și Buk. Regresia liniară $y = a + bx$ între concentrația activității de radon c_A raportată de către organizație (y) și mediana c_A (x) a tuturor organizațiilor participante este marcată cu albastru. Linia de regresie ideală ($a = 0, b = 1$) este marcată cu roșu. (extras din Raportul RIM, 2018, redesenat).

Testul nr. 1 și testul nr. 2 (teste de orientare bazate pe compararea cu grupul) indică pentru nivelul de semnificație α de 1 % o corelație limitată datelor obținute de LiRaCC c_A comparat cu datele c_A ale grupului de 23 de organizații participante, măsurare comparativă în aceeași zi. Testul nr. 3 (testul decisiv bazat pe compararea cu bazele de date ale siturilor de referință radon) arată un acord limitat al mediei rezultante a datelor radon la fiecare loc de referință în comparație cu datele de radon ale tuturor organizațiilor ce au măsurat radonul la siturile de referință din anul 2000, care formează în prezent o bază de date. Măsurarea comparativă arată că datele de radon sunt supraestimate (RIM, 2018).

Rezultatele intercomparării din anul 2021:

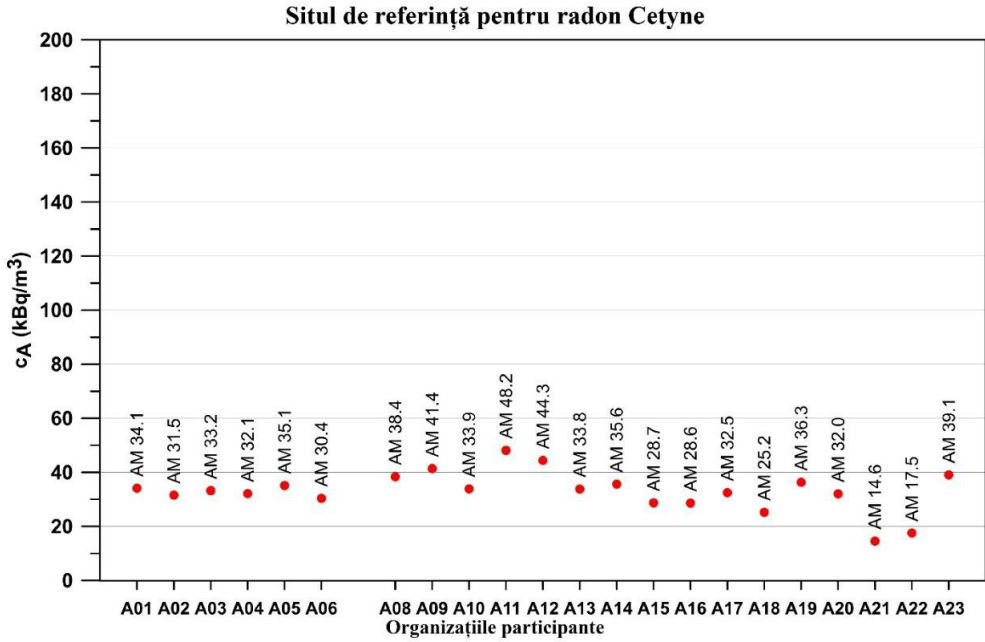


Figura 14. Mediile aritmetice ale concentrației de radon din sol (c_A), la situl de referință Cetyne pentru cele 22 de organizații participante la intercompararea din 2021, A19 fiind codul aferent LiRaCC (extras din Raportul RIM, 2021).

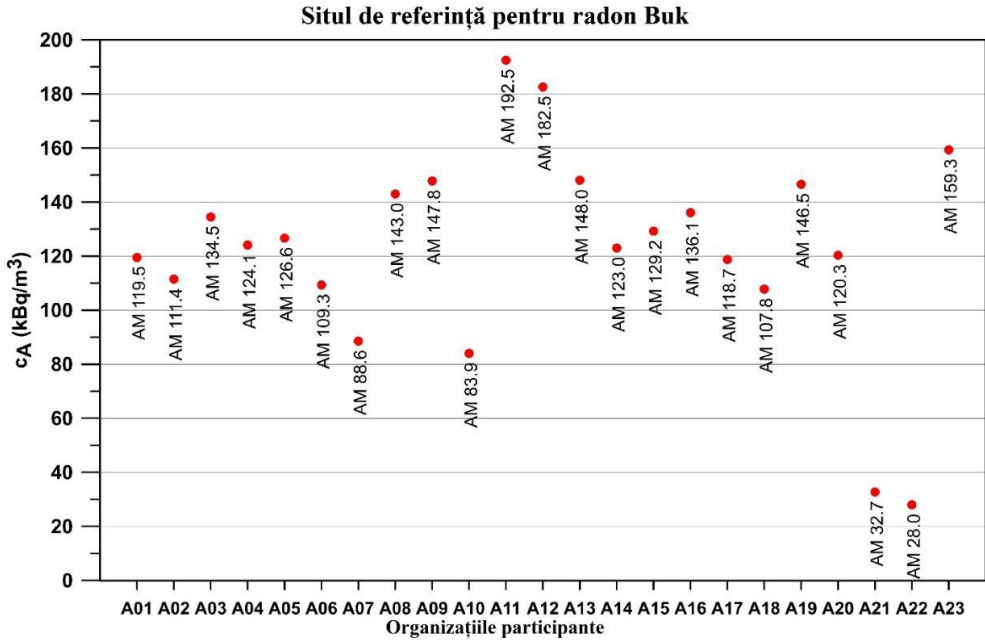


Figura 15. Mediile aritmetice ale concentrației de radon din sol (c_A), la situl de referință Buk pentru cele 22 de organizații participante la intercompararea din 2021, A19 fiind codul aferent LiRaCC (extras din Raportul RIM, 2021).

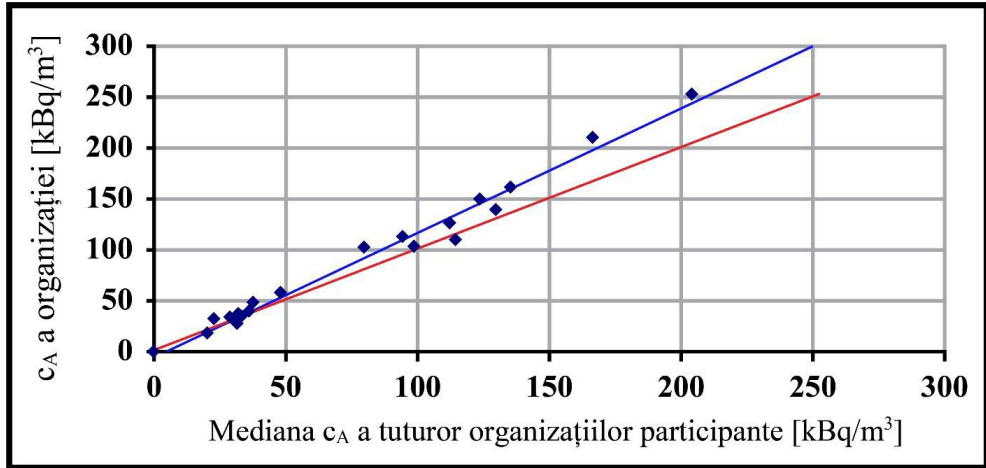


Figura 16. Testul 2 – Regresia concentrației de radon în sol raportată de laboratorul nostru versus media datelor concentrațiilor de radon ale întregului grup de participanți, la stații identice de la siturile de referință Cetyne și Buk. Regresia liniară $y = a + bx$ între concentrația activității de radon c_A raportată de către organizație (y) și mediana c_A (x) a tuturor organizațiilor participante este marcată cu albastru. Linia de regresie ideală ($a = 0$, $b = 1$) este marcată cu roșu. (extras din Raportul RIM, 2021, redesenat).

Testul nr. 1 și testul nr. 2 (teste de orientare bazate pe compararea cu grupul) indică pentru nivelul de semnificație $\alpha = 1\%$ un acord general al datelor noastre c_A cu datele c_A ale grupului, măsurare comparativă în aceeași zi. Testul nr. 3 (testul decisiv bazat pe compararea cu bazele de date ale siturilor de referință radon) arată un acord bun al mediei rezultante a datelor radon la fiecare loc de referință în comparație cu datele radon ale tuturor organizațiilor ce au măsurat radonul la siturile de referință din anul 2000. Măsurarea comparativă arată că datele de radon corespund criteriului testului, acuratețea de măsurare fiind în concordanță cu standardele internaționale (RIM, 2021).

2.4. Metode de evaluare a potențialului de radon din sol

Potențialul de radon geogenic este esențial în stabilirea surselor de radon pentru construcții și evaluarea riscului la radon pe care o nouă construcție o poate avea. Acesta este folosit pe scară largă pentru elaborarea hărților de risc (Gundersen et al., 1992; Gundersen și Schumann, 1996; Kemski et al., 1998, 2004). Deoarece caracteristicile structurale și de construcție ale clădirilor pot influența nivelul de radon din interior, metoda nu este folosită la predicția nivelului de radon pentru case individuale ci doar pentru a stabili dacă trebuie implementate măsurile de prevenție la construcția unei noi locuințe (Kemski et al., 2004). O altă aplicare a valorilor potențialului de radon în sol este la determinarea gradului de protecție necesar când au loc lucrări de remediere a construcțiilor (Florică et al., 2020).

Potențialul de radon al unui sit se bazează pe relația dintre concentrația de radon și permeabilitatea solului. Astfel, permeabilitatea solului devine al doilea cel mai important parametru, după concentrație, pentru stabilirea potențialului de radon.

Permeabilitatea poate fi determinată prin măsurători directe, *in situ*, sau prin evaluarea granulometriei unei probe de sol. Dezavantajul celei din urmă metode este că nu ia în considerare alte variabile precum umiditatea și densitatea solului sau porozitatea efectivă. Astfel, permeabilitatea reală a solului în timpul determinării concentrației de radon poate fi determinată doar de măsurători *in situ*.

În proiectul de față s-au folosit două căi de determinare a permeabilității, una cu permeometrul Radon-Jok (Radon v.o.s. din Republica Cehă) și a doua cu dispozitivul Bottle- conceput și dezvoltat de către cercetătorii laboratorului LiRaCC. Ambele metode au fost testate și etalonate și vor fi prezentate în cele ce urmează.

2.4.1. Măsurarea permeabilității cu permeometrul Radon-Jok

Dezvoltat special pentru măsurători *in situ*, permeometrul Radon-Jok este caracterizat de robustețe, portabilitate și simplitate a măsurătorii. Principiul de funcționare constă în extracția gazului din sol la o presiune negativă. Acest lucru se realizează cu ajutorul unui burduf de cauciuc ce are rol de

pompă, la capătul acestuia putându-se atașa una sau două greutateți ce acționează gravitațional. La capătul superior al aparatului, atașată la burduf, se găsește o țeavă cu un robinet, care se poate conecta la sonda de probare a radonului prin intermediul unui furtun de cauciuc. Permeabilitatea se determină prin măsurarea debitului de gaz ce se extrage cu ajutorul burdufului de cauciuc ($V=2000 \text{ cm}^3$) într-un anumit interval. Legea lui Darcy pentru gaze stă la baza metodei de măsurare a permeabilității solului, relațiile prin care aceasta din urmă se poate determina fiind următoarele (conform manualului de utilizare Radon-Jok):

$$Q = F \times \frac{k}{\mu} \times \Delta p$$

Unde:

Q – debitul de curgere a gazului prin sondă (m^3/s)

F – factorul de formă al sondei (m

k – permeabilitatea solului la gaz (m^2) μ – vâscozitatea dinamică a aerului

Δp – diferența de presiune dintre zona activă a probei și suprafață (Pa).

Factorul de formă m poate fi calculat astfel (conform manualului Radon-Jok):

$$F = \frac{2 \times \pi \times L}{\ln\left(\frac{2 \times L}{d} \times \sqrt{\frac{4 \times D - L}{4 \times D + L}}\right)}$$

Unde:

L- lungimea zonei active al capului sondei (în mm) d- diametrul zonei active a sondei (în mm)

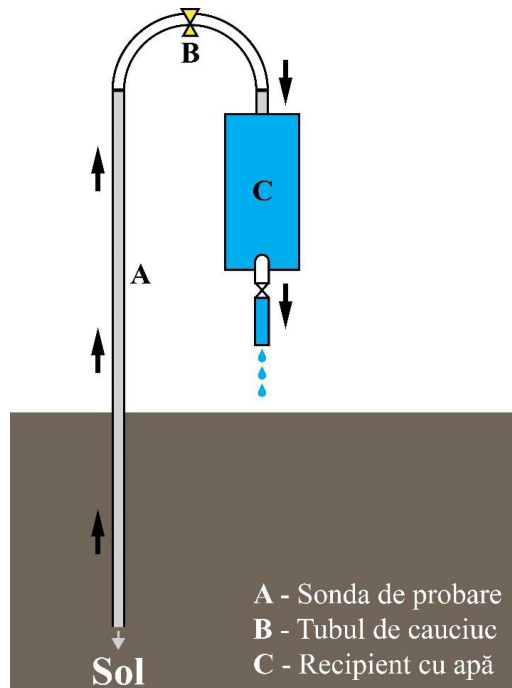


Figura 17. Schema sistemului Bottle de măsurare a permeabilității solului (1- sonda de probare; 2- tubul de cauciuc; 3- recipient cu apă) (modificat, după Cosma et al., 2010).

D- adâncimea de la suprafață (în mm).

Factorul de formă pentru sistemul Radon-Jok este $F = 0,149$ ($L = 50$ mm, $d = 12$ mm, $D = 825$ mm) ceea ce va determina ca domeniul măsurabil al permeabilității (k) să fie aproximativ între 10^{-11} și 10^{-14} . Limita maximă de detecție este dată de rezistența echipamentului și corespunde unui timp de măsurare de 8 s ($k = 1,4 \cdot 10^{-11} \text{m}^2$).

2.4.2. Măsurarea permeabilității cu dispozitivul Bottle

Dispozitivul Bottle de măsurare a permeabilității (Figura 17), pentru care a fost depusă cere de brevetare, a fost dezvoltată de cercetătorii Laboratorului de încercări radon „Constantin Cosma” al Facultății de Știința și Ingineria Mediului, Universitatea Babeș-Bolyai. Metoda constă în măsurarea debitului de curgere a unei cantități de apă dintr-un recipient, într-un anumit interval. Instrumentul este un recipient cilindric din plastic, cu volumul de 1,5 litri, la capetele căruia sunt montate două robinete. Un furtun de cauciuc va conecta robinetul superior de sonda de probare care se introduce în sol.

Măsurătoarea începe prin deschiderea celor două robinete, pentru a permite extracția aerului din probă prin degajarea coloanei de apă din recipient. Debitul de curgere al coloanei de apă va depinde de permeabilitatea solului, astfel relația poate fi descrisă astfel (Papp, 2011):

$$k = \frac{Q}{\Delta p} \times \frac{\mu}{F}$$

Unde:

k – permeabilitatea solului pentru gaze (în m^2) Q – debitul de extracție de gaz (în m^3/s)

Δp – diferența de presiune dintre nivelul capătului de jos al sondei active și capul sondei din sol (în Pa)

F – factorul de formă al sondei (în mm).

Pentru determinarea factorului de formă se folosește aceeași expresie ca în cazul permeometrului Radon-Jok.

Instrumentul Bottle a fost etalonat în laborator și rezultatele au fost comparate cu cele obținute cu permeometrul Radon-Jok (Papp, 2011).

2.4.3. Metoda Neznal de determinare a potențialului de radon

Neznal et al. (2004) au propus un model de evaluare a riscului de radon din sol bazat pe măsurarea concentrației de radon și a permeabilității solului. În funcție de potențialul de radon, se pot identifica trei categorii de risc sau de indici de risc la radon (RI). După cum se poate observa în diagrama din Figura 18, categoriile de risc sunt delimitate de o linie punctată și împărțite în sczut, mediu și ridicat. Liniile drepte, în formă de "V", care separă indicele mediu de restul diagramei poate fi definit conform următoarelor relații (Neznal et al., 2004):

$$-\log k = \alpha_1 \times c_A - (\alpha_1 \times c_{A0} + \log k_0)$$

$$-\log k = \alpha_2 \times c_A - (\alpha_2 \times c_{A0} + \log k_0)$$

Unde α_1, α_2 sunt pantele liniilor iar C_{A0} și $\log k_0$ sunt intersecțiile lor. Astfel, potențialul de radon devine:

$$RP = \frac{c_A - c_{A0}}{-\log k + \log k_0}$$

Iar limitele între categorii sunt definite prin relațiile:

$$-\log k = \frac{1}{10} \times \left(c_A - \frac{1}{10} + \log 1E - 10 \right) = 0,1 \times c_A + 9,9$$

$$-\log k = \frac{1}{35} \times \left(c_A - \frac{1}{35} + \log 1E - 10 \right) = 0,0286 \times c_A + 9,971$$

Unde $c_A = 1 \text{ kBq/m}^3$, $-\log k_0 = 10$ și $k_0 = 1E-10 \text{ m}^2$

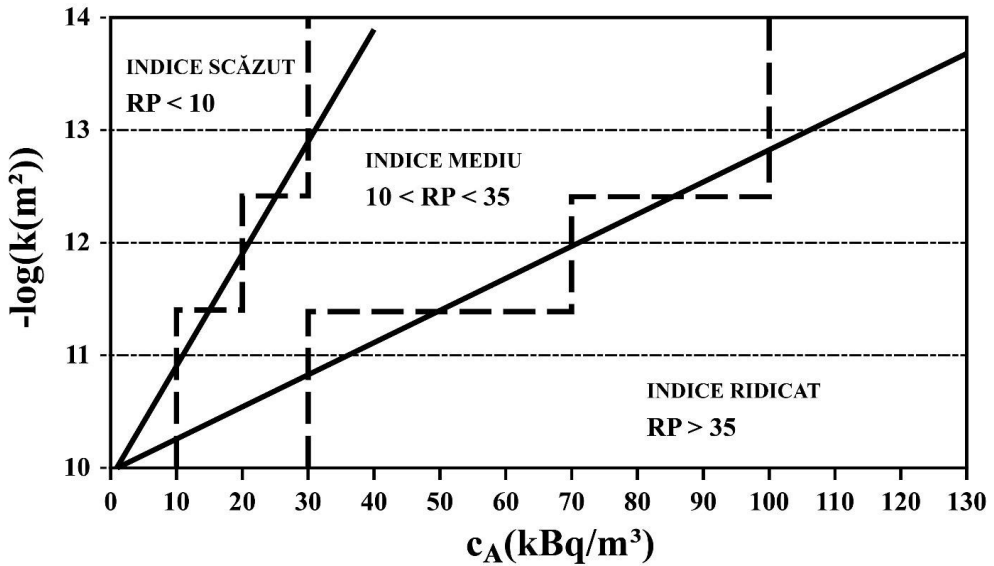


Figura 18. Potențialul și indicele de radon Neznal (Neznal, 2001, redesenat).

Relația finală prin care se exprimă potențialul de radon este următoarea:

$$RP = \frac{c_A - c_{A0}}{-\log k + \log k_0}$$

Unde: c_A este cvartila a treia a setului de date de concentrații de radon din sol iar k este permeabilitatea. Astfel, pe baza valorilor calculate pentru potențialul de radon, se stabilește indicele de risc al sit-ului ca fiind mic ($RP < 10$), mediu ($10 \leq RP < 35$) sau mare ($RP \geq 35$) (Neznal et al., 2004).

2.4.4. Metoda Kemski de determinare a potențialului de radon

Kemski et al. (2004) au dezvoltat o metodă de evaluare a potențialului de radon geogenic și au propus o rețea de distribuție a valorilor împărțită în 7 clase de potențial (de la 0 la 6), în funcție de relația dintre concentrație și permeabilitate. Pe baza acestei metode s-a realizat ulterior harta de potențial de radon a Germaniei.

Pentru concentrația de radon din sol se folosesc 5 categorii ale nivelelor de concentrație: a) valori mai mici de 10 kBq/m³, b) valori între 10 și 30

kBq/m³, c) valori între 30 și 100 kBq/m³, d) valori între 100 și 500 kBq/m³ și e) valori peste 500 kBq/m³. Permeabilitatea, de asemenea, este divizată în a) mică, b) medie și c) mare. În funcție de raportul dintre concentrația de radon și permeabilitate, va rezulta clasa de potențial de radon, unde 1 înseamnă cel mai scăzut potențial și 6 cel mai ridicat (Figura 19).

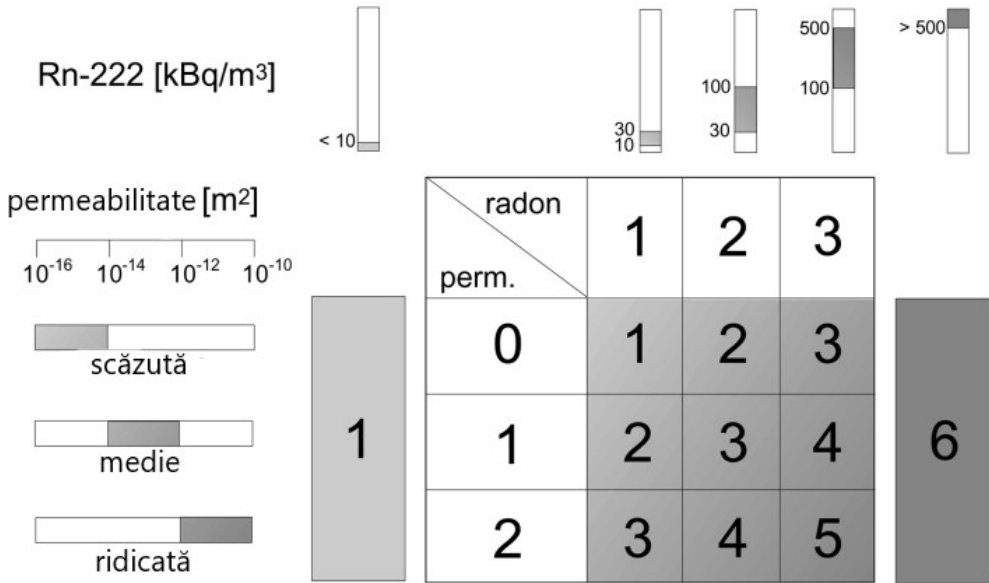


Figura 19. Categoriile de potențial de radon după Kemski et al. (2004).

2.4.5. Diagnosticul de radon al clădirilor

Diagnosticul a inclus un set de măsurători, standardizate conform ISO 11665-8:2019, pentru identificarea surselor de radon și a căilor de intrare în clădire, aspectele principale fiind descrise în continuare.

Măsurarea radiometrică a presupus cuantificarea radiației gama înconjurătoare precum și de la contactul cu solul și a materialelor de construcție. Astfel se pot identifica zone care prezintă doze mai mari, caracteristice prezenței ²²⁶Ra și a produșilor acestuia de dezintegrare. Măsurarea debitului dozei gamma s-a efectuat cu aparatul Gamma Scout. Mai mult, probe de sol și de materiale de construcție au fost colectate și investigate prin spectrometrie gamma de înaltă rezoluție, pentru a se măsura activitatea ²²⁶Ra. Metoda este pe larg descrisă în lucrarea lui Cosma et al. (2013).

Pentru identificarea prezenței radonului în aerului din fisuri și conducte s-a folosit protocolul de măsurare „spot” (la fața locului), descris în Neznal et al. (2004). Probele de aer au fost colectate cu ajutorul unei seringi (Janet, 150 ml) cu ac, direct din fisurile vizibile sau conducte, înainte ca acestea să iasă și să se dilueze în aerul interior, și apoi au fost măsurate pentru stabilirea concentrației de activitate a radonului cu aparatele RTM-2 (Sarad GmbH, Germania) și Luk 3P (Jr Plch, Republica Cehă). Metoda de lucru este similară cu cea a măsurătorilor în sol.

Estimarea ratei de exalație a radonului de la suprafața podelelor a presupus măsurarea concentrației de activitate de radon prin acumularea acestuia într-o incintă cu volum și suprafață cunoscute. Pentru realizarea acestor măsurători s-au folosit aparatele Rad7 (DurrIDGE Company Inc., SUA), Alpha Guard (Saphymo GmbH, Germania) și RTM1688-2 (Sarad GmbH, Germania), metoda fiind pe larg descrisă în Neznal et al. (2004).

Pentru toate cele 100 de amplasamente s-a determinat potențialul de radon al solului din jurul clădirii prin metoda Neznal et al. (2004).

Alte date, cu privire la parametri precum umiditate, presiune, temperatură dar și a concentrației în substanțe organice volatile, CO₂ și CO au fost colectate folosind sistemul ICA, dezvoltat de către laboratorul LiRaCC pentru proiectul SMART-RAD-EN (Tunyagi et al., 2020). De asemenea, cu ajutorul unor chestionare special concepute, au fost colectate date cu privire la detaliile arhitecturale și de construcție a clădirilor, precum tipul podelei și de tâmplărie ale ușilor și ferestrelor, existența șapei de beton, tipul de sistem de încălzire etc.

2.5. Metodele de analiză statistică folosite

Analiza statistică a datelor a fost efectuată cu programele GraphPad Prism versiunea 5.0 (GraphPad Software, San Diego, California USA, www.graphpad.com) și SPSS versiunile 20 (IBM Corp. Released 2011. IBM SPSS Statistics for Windows, Version 20.0. Armonk, NY: IBM Corp.) și 24 (IBM Corp. Released 2016. IBM SPSS Statistics for Windows, Version 24.0. Armonk, NY: IBM Corp.) pentru programul Windows.

Pentru evaluarea distribuției statistice a datelor s-au folosit testele *Shapiro-Wilk* (Shapiro și Wilk, 1965), *Kolmogorov-Smirnov* (Kolmogorov, 1933; Smirnov, 1939) și *D'Agostino-Pearson* (D'Agostino și Pearson, 1973).

Pentru compararea medianelor aferente eșantioanelor măsurate s-au folosit *testul neparametric Kruskal-Wallis* (Kruskal și Wallis, 1952) la care s-a adăugat *analiza post-hoc Dunn* (Dunn, 1964), precum și *testul parametric One-Way ANOVA* (Fisher, 1921) la care s-a adăugat *analiza post-hoc Tukey* (Tukey, 1949). De asemenea, pentru compararea variabilelor, s-a folosit *testul neparametric Mann-Withney* (Mann și Withney, 1947).

Pentru evaluarea gradului de asociere între variabilele calitative s-a folosit *testul χ^2 (Chi-pătrat)* (Pearson, 1900) iar pentru evaluarea relațiilor de asociere între parametri investigați (analiza bivariată) a fost calculat *coeficientul de corelație Pearson* (Pearson, 1895). De asemenea, legăturile de asociere între mai mult de două variabile au fost determinate prin *analiza multivariată* (Anderson, 1958), folosind procedura de *regresie în trepte* (Efroymson, 1960) și *regresia liniară multivariată* (Mardia et al., 1979), precum și prin *calcularea coeficientului de corelație parțială*.

2.6. Alte programe folosite

Pentru elaborarea hărților s-au folosit programele ArcGis 9 (ESRI 2004. ArcGIS Desktop: Release 10. Redlands, CA: Environmental Systems Research Institute) și Q-Gis 3.10 (QGIS Development Team (2019). QGIS Geographic Information System. Open Source Geospatial Foundation Project. <http://qgis.osgeo.org>), precum și programul Adobe Photoshop CC 2017. De asemenea, cu programul Q-Gis au fost extrase caracteristicile geologice și pedologice pentru fiecare punct de măsurare (atât din interior precum și în sol) în parte, folosind funcția "Add polygon attributes to points", iar baza de date a fost construită în programul Excel 2018.

Bibliografie (Cap. 2)

- Anderson, T.W., 1958. An Introduction to Multivariate Statistical Analysis. Wiley Press, New York, 374 pp.
- Beck, T.R., Foerster, E., Buchröder, H., Schmidt, V., Döring, J., 2014. The measurement accuracy of passive radon instruments, *Radiation Protection Dosimetry*, 158(1): 59-67.
- BfS (Bundesamt für Strahlenschutz) Interlaboratory Comparison of Passive Radon Detectors, results for 2015, 2018, 2019, 2020.
- Bochicchio, F., McLoughlin, J.P., Piermattei, S., 1995. Radon in indoor air. Report No. 15, European Commission, Report EUR 16123 EN, 1-50.
- Burghеле, B., Țenter, A., Cucuș, A., Dicu, T., Moldovan, M., Papp, B., Szacsvai, K., Neda, T., Suci, L., Lupulescu, A., Maloș, C., Florică, Ș., Baciu, C., Sainz, C., 2019. The FIRST large-scale mapping of radon concentration in soil gas and water in Romania. *Science of the Total Environment*, 669: 887-892.
- Cinelli, G., De Cort, M., Tollefsen, T., 2019. European Atlas of Natural Radiation, Publication Office of the European Union, Luxembourg, 190 pp.
- Cosma C., Jurcuț T., 1996. Radonul și mediul înconjurător. Editura Dacia, Cluj-Napoca, 208 pp.
- Cosma, C., Papp, B., Moldovan, M., Cosma, V., Cindea, C., Suci, L., Apostu, A., 2010. Measurement of radon potential from soil using a special method of sampling. *Acta Geophysica*, 58(5): 947- 956.
- Cosma, C., Cucuș-Dinu, A., Papp, B., Begy, R., Sainz, C., 2013. Soil and building material as main sources of indoor radon in Băița-Ștei radon prone area (Romania). *Journal of Environmental Radioactivity*, 116: 174-179.
- Cucuș (Dinu) A., Cosma C., Dicu T., Begy R., Moldovan M., Papp B., Niță D., Burghele B., Sainz C., 2012. Thorough investigations on indoor radon in Băița radon-prone area (Romania). *Science of the Total Environment* 431(1): 78-83.
- D'Agostino, R.B., Pearson, E. S., 1973. Tests for Departure from Normality. Empirical Results for the Distributions of b_2 and $\sqrt{b_1}$. *Biometrika*, 60(3): 613-622.
- Dicu, T., Burghele, B. D., Lupulescu, D., Cucuș, A., 2018. The challenge in using the retrospective assessment of residential radon concentration. *Radiation Protection Dosimetry*, 181(9): 20-25.
- Dicu, T., Burghele, B. D., Botoș, M., Cucuș, A., Dobrei, G., Florică, Ș., Grecu, Ș., Lupulescu, A., Pap, I., Szacsvai, K., Țenter, A., Sainz, C., 2021. A new approach to radon temporal correction factor based on active environmental monitoring devices. *Scientific Reports*, 11: 9925.

- Dinu, A. L., 2009. Corelații între radonul din locuințe și incidența cancerului pulmonar în zona minieră Ștei-Băița. Teză de doctorat, Universitatea Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca, 166 pp.
- Dunn, O.J., 1964. Multiple comparisons using rank sums. *Technometrics*, 6(3): 241-252.
- Efroymson, M.A., 1960. Multiple regression analysis. In: Ralston, A., Wilf, H.S., (eds.) *Mathematical Methods for Digital Computers*. Wiley Press, New York, 191-203.
- Fisher, R.A., 1921. On the „Probable Error” of a Coefficient of Correlation Deduced from a Small Sample. *Metron*, 1: 3-32.
- Florică, Ș., Burgehele, B.D., Bican-Brișan, N., Begy, R., Codrea, V., Cucos, A., Catalina, T., Dicu, T., Dobrei, G., Istrate, A., Lupulescu, A., Moldovan, M., Niță D., Papp, B., Pap, I., Szacsvai, K., Țenter, A., Sferle, T., Sainz, C., 2020. The path from geology to indoor radon, *Environmental Geochemistry and Health*, 42: 2655–2665.
- Foerster, E., Beck, T., Buchroder, H., Doring, J., Schmidt, V., 2016. Instruments to measure radon-222 activity concentration or exposure to radon-222-Intercomparison 2015, *Salzgitter*, 48 pp.
- Foerster, E., Friedrich, F., Dubslaff, M., Schneider, F., Doring, J., 2019. Messgeräte zur Bestimmung der Radon-222-Aktivitätskonzentration oder der Radon-222-Exposition Vergleichsprüfung 2018/ Instruments to Measure Radon-222 Activity Concentration or Exposure to Radon-222 – Interlaboratory comparison 2018, *Salzgitter*, 50 pp.
- Friedrich, F., Foerster, E., Dubslaff, M., Schneider, F., Feige, S., 2019. Messgeräte zur Bestimmung der Radon-222-Aktivitätskonzentration oder der Radon-222-Exposition Instruments to measure radon-222 activity concentration or exposure to radon-222-Interlaboratory comparison and proficiency testing 2019, *Salzgitter*, 48 pp.
- Gundersen, L.C.S., Schumann, R.R., Otton, J.K., Dubiel, R.F., Owen, D.E., Dickinson, K.A., 1992. Geology of radon in the United States. In: Gates, A.E., Gundersen, L.C., (eds.) *Geologic controls on radon*. Geological Society of America, *GSA Special Paper 271*: 1-16.
- Gundersen, L.C.S., Schumann, R.R., 1996. Mapping the radon potential of the United States: Examples from the Appalachians. *Environment International*, 22(1): 829-837.
- Kemski, J., Siehl, A., Stegemann, R., Valdivia-Manchego, M., 1995. Mapping the geogenic radon potential in Germany using GIS-techniques. In: Barnet I, Neznal M, editors. *Radon investigations in Czech Republic VII and the fourth*

- International Workshop on the Geological aspects of radon risk mapping. Prague, Czech Republic, 1998: 45-52.
- Kemski, J., Siehl, A., Stegemann, R., Valdivia-Manchego, M., 2004. Mapping the geogenic radon potential in Germany. *The Science of the Total environment*, 272: 217-230.
- Kolmogorov, A., 1933. Sulla Determinazione Empirica di una Legge di Distribuzione. *Giornale dell'Istituto Italiano degli Attuari*, 4: 1-11.
- Kruskal, H.W., Wallis, W.A., 1952. Use of ranks in one-criterion variance analysis. *Journal of the American Statistical Association*, 47(260): 583-621.
- LaRUC, 2017. Metrological test of active and passive radon monitors and detectors from Babes-Bolyai University, Cluj-Napoca. TECHNICAL REPORT No: 05/2017.
- Leung, S.S.Y., Nikezic, D., Leung, J.K.C., Yu, K.N., 2007. Sensitivity of LR 115 SSNTD in a diffusion chamber. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, 263: 306-310.
- Lucas, H., F., 1957. Improved low-level alpha scintillation counter for radon. *The review of Scientific Instruments*, 28(9): 680-683.
- Mann, H.B., Whitney, D.R., 1947. On a Test of Whether one of Two Random Variables is Stochastically Larger than the Other. *Annals of Mathematical Statistics*, 18(1): 50-60.
- Manual tehnic sistem RM-2. Soil Radon Monitoring System RM-2, User Manual, Radon V.O.S., producer: Dr. Froňka, Nuclear Technology, Czech Republic.
- Manual tehnic sistem Radon-Jok. Equipment for in situ permeability measurements RADON-JOK. Radon V.O.S., Prague, Czech Republic, 14 pp.
- Mardia, K.V., Kent, J.T., Bibby, J.M., 1979. *Multivariate Analysis*. Academic Press, 521 pp.
- Miles, J.C.H., 2004. Methods of radon measurement and devices. European conference on protection against radon at home and at work, Prague (Czech Republic), 28 Jun - 2 Jul 2004. Related Information: In: *Proceedings of the 4th European conference on protection against radon at home and at work. Conference programme and session presentations*, 377 pp.
- Neznal, M., Neznal, M., Matolín, M., Barnet, I., Mikšová, J., 2004. The new method for assessing the radon risk of building sites. *Czech Geological Survey Special Papers*, Prague, 7-47.
- Papp, B., 2011. Radonul și fluxul de radon din sol. Aplicații în mediu, Geologie și geofizică. Teză de doctorat, Universitatea Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca, 146 pp.
- Pearson, K., 1895. Notes on regression and inheritance in the case of two parents. *Proceedings of the Royal Society of London*, 58: 240-242.

- Pearson, K., 1900. On the criterion that a given system of deviations from the probable in the case of a correlated system of variables is such that it can be reasonably supposed to have arisen from random sampling. The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science, 50(302): 157-175.
- Plch, J., 2008. Manual for Operating LUK 3P Device, M.Eng. SMM, Prague, 29 pp.
- RIM (2018). International comparison measurement of radon in soil gas at radon reference sites Cetyne and Buk in the Czech Republic, 17 September 2018. TECHNICAL REPORT.
- RIM (2021). International comparison measurement of radon in soil gas at radon reference sites Cetyne and Buk in the Czech Republic, 17 September 2018. TECHNICAL REPORT.
- Shapiro, S.S., Wilk, M.B., 1965. An analysis of variance test for normality (complete samples). *Biometrika*, 52(3-4): 591-611.
- Smirnov, H., 1939. Sur les écarts de la courbe de distribution empirique. *Recueil Mathématique (Matematičeskii Sbornik)*, 6: 3-26.
- Tukey, J., 1949. Comparing Individual Means in the Analysis of Variance. *Biometrics*, 5(2): 99-114.
- Tunyagi, A., Dicu, T., Cucos, A., Burghele, B.D., Dobrei, G., Lupulescu, A., Moldovan, M., Nită, D., Papp, B., Pap, I., Szacsvai, K., Țenter, A., Beldean-Galea, M.S., Anton, M., Grecu, Ș., Cioloca, L., Milos, R., Botos, M.L., Chiorean, C.G., Catalina, T., Istrate, M.A., Sainz, C., 2020. An innovative system for monitoring radon and indoor air quality. *Romanian Journal of Physics*, 65: 1-14.
- Zhukovsky, M., Onischenko, A., BASTRIKOV, V., 2010. Radon measurements-discussion of error estimates for selected methods. *Applied Radiation and Isotopes*, 68: 816-820.

3

Capitolul

Etapele cercetării

După cum am precizat în introducere, cercetarea s-a desfășurat în mai multe etape, fiecare dintre acestea generând rezultate proprii, care reprezintă părți integrante în această carte. În acest capitol voi prezenta toate etapele cercetării, până la studiul de caz Cluj-Napoca, pe care îl voi descrie și analiza în capitolele ulterioare.

3.1. Distribuția radonului în sol și apă la nivel național

Prima etapă a studiului de față a fost inițiată în cadrul proiectului RAMA-RO (PN-II-PT-PCCA-2011-3.2-1064 – Harta de radon (rezidențial, geogenic, apă) pentru regiunile de Centru, Vest și Nord-Vest ale României) – în cadrul căruia au fost colectate date pentru a realiza prima hartă de radon din apă și sol din România. Scopul acestui demers a fost acela de a identifica zonele de prioritate la radon pe baza măsurătorilor din sol și ape. În acest studiu au fost incluse parțial și datele din proiectul SMART-RAD-EN. Studiul a fost publicat în Burghel et al. (2019), iar în cele ce urmează vor fi prezentate cele mai importante rezultate din această analiză.

Aria investigată a reprezentat aproximativ 42% din teritoriul României și acoperă Transilvania, Maramureșul, Crișana și Banatul, însumând 16 județe cu un total de 99.837 km². Măsurătorile în sol s-au efectuat

după protocolul Neznal et al. (2004) cu aparatul Luk3C (o versiune mai veche a aparatului Luk3P deja prezentat în capitolul 2, având aceleași specificații tehnice și protocoale de măsurare). Probele de apă au fost măsurate tot cu aparatul Luk3C, folosind sistemul Luk-VR după metoda prezentată în Cosma et al. (2008). Protocolul de măsurare a vizat divizarea teritoriului în celule de $10 \times 10 \text{ km}^2$, urmărind recomandările JRC (European Commission - Joint Research Centre) prezentate în Tollefsen et al. (2014). Numărul minim de măsurători per celulă a fost 1 iar maximum 17, cu mediana 3, aspect valabil atât pentru probele de sol cât și pentru cele de apă, deși cele din urmă au fost colectate în funcție de disponibilitate, din diferite puțuri, izvoare și alte surse de apă potabilă. Sumarul statisticii măsurărilor de radon din probe de sol și apă este prezentat în Tabelul 9.

Tabelul 9. Sumarul statisticii pentru măsurătorile de radon în sol și apă.

Tipul măsurătorii	Nr.	Min.	Max.	A.M.	S.D.	G.M.	G.S.D.
Rn în sol (kBq/m ³)	2564	0,2	179	29,3	17,4	24,5	1,9
Rn în apă (Bq/m ³)	2452	0,3	352	9,8	16,9	6,2	2,7

AM - media aritmetică; SD - deviația standard; GM - media geometrică;
GSD - deviația standard geometrică

Din punct de vedere geologic, aria studiată cuprinde o varietate de depozite magmatice, metamorfice și sedimentare, diferite ca vârstă și care sunt constituite ale unor ansamble structurale majore (Figura 20). Cel mai important ansamblu structural este reprezentat de regiunile cutate care formează ramurile Carpaților ce delimitează Depresiunea Pannonică de cea a Transilvaniei, circumscriind-o pe cea din urmă (Săndulescu, 1984; Mutihac, 1990). Unitățile carpatice reprezentative pentru zona studiată sunt reprezentate parțial de Carpații Orientali și cei Meridionali, Munții Apuseni fiind acoperiți în tot ansamblul lor. De asemenea, depresiunile interne și zonele adiacente au fost acoperite în totalitate.

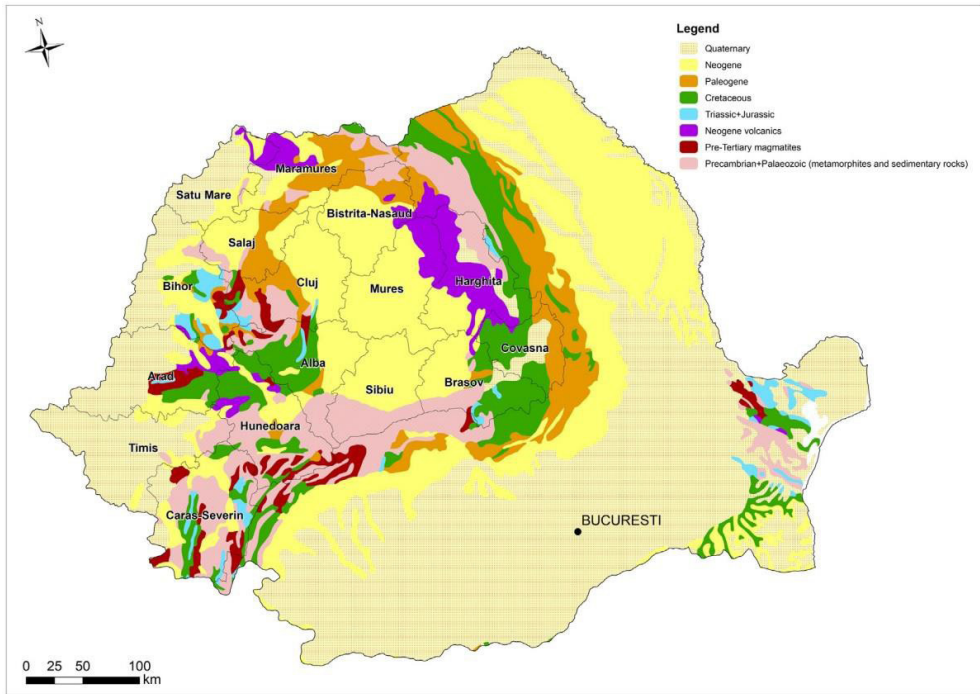


Figura 20. Harta geologică simplificată a județelor studiate (după Săndulescu et al., 1978; din Burghele et al., 2019).

Analiza statistică a datelor a fost efectuată folosind programul Graph-Pad Prism 5.0., iar distribuția statistică a datelor a fost evaluată cu testul Shapiro-Wilk. De asemenea, cu testul neparametric Kruskal-Wallis au fost comparate medianele aferente eșantioanelor măsurate, la care s-a adăugat analiza post-hoc Dunn. Coeficientul de corelație Pearson a fost calculat pentru datele log-transformate, în vederea stabilirii intensității legăturii dintre variabilele măsurate (Tabelul 10). Nivelul de semnificație alfa a fost stabilit la 0.05 iar hărțile de distribuție a radonului în sol și apă au fost realizate în programul ArcGis 9 (Figurile 21 și 22).

Tabelul 10. Coeficientul de corelație Pearson a datelor log-transformate ale măsurătorilor de radon în sol și apă (din Burghele et al., 2019).

Tipul analizei	Toate datele	Toate celulele	≥ 2 măsurători/celulă	≥ 2 măsurători/celulă	≥ 2 măsurători/celulă	≥ 2 măsurători/celulă
r _{sd} -apă	0,16	0,36	0,33	0,28	0,47	0,46
Nr. datelor	1702	648	495	351	85	45
p	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01

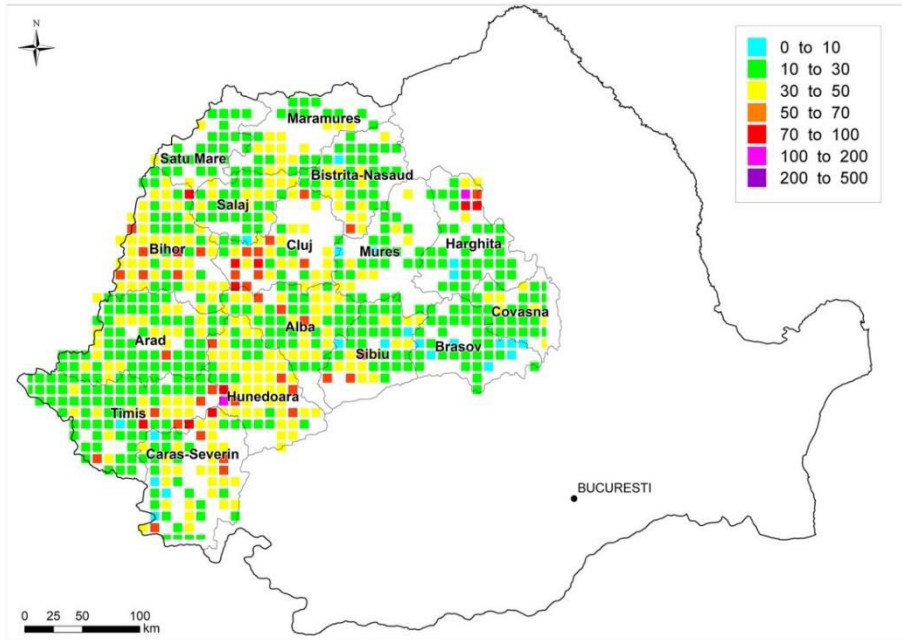


Figura 21. Media aritmetică a valorilor concentrațiilor de radon în probele de aer din sol pentru celule de 10×10 km (din Burghеле et al., 2019).

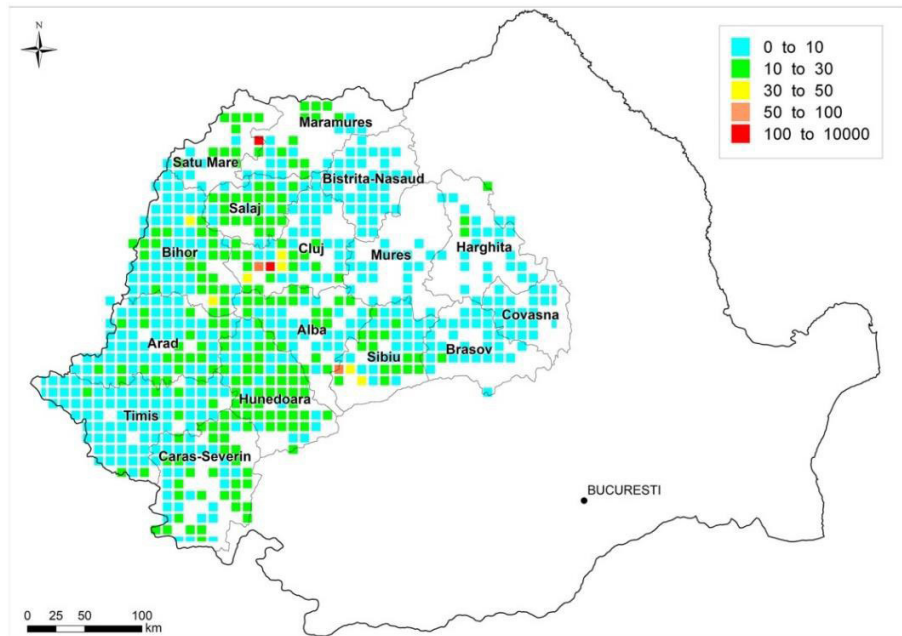


Figura 22. Media aritmetică a valorilor concentrațiilor de radon în probele de apă pentru celule de 10×10 km (din Burghеле et al., 2019).

În urma împărțirii în poligoane de câte $10 \times 10 \text{ km}^2$, s-a observat că 12% din 1111 celule rezultate corespund zonelor muntoase, cu o populație sporadică, motiv pentru care acestea nu au fost luate în studiu. Prin urmare, cele 2564 de măsurători în sol și 2452 de măsurători în apă au fost comasate în 761, respectiv 649 de celule. Media aritmetică a concentrației de radon măsurată în sol a fost de $29,3 \text{ kBq/m}^3$, cu limite cuprinse între 0,2 și 179 kBq/m^3 , aceste valori fiind comparabile cu cele raportate pentru solurile europene (Beaubien et al., 2003; Al-Khateeb et al., 2017). Media geometrică a fost de $24,5 \text{ kBq/m}^3$ și corespunde cu valorile raportate anterior în România de Cucos et al. (2017) și Papp et al. (2017). Prin aplicarea testului Shapiro-Wilk, nu a fost confirmată distribuția normală a datelor log-transformate, aspect care poate fi datorat parametrilor atmosferici care pot influența activitatea radonului în sol. S-a obținut, în schimb, o corelație negativă bună între concentrația radonului în sol și presiunea atmosferică. Prin aplicarea testului neparametric Kuskral-Wallis și a analizei post-hoc Dunn, a fost obținută o diferență semnificativă statistic între mediana valorilor măsurătorilor în sol efectuate în luna august și restul lunilor, precum și iunie vs. ianuarie și iunie vs. octombrie. De asemenea, o diferență semnificativă statistic a fost observată între sezonul cald și cel rece, activitatea radonului în sol fiind semnificativ mai mică în lunile de vară, față de lunile de iarnă. Acest lucru se poate datora umidității scăzute a solului din timpul verii, care va conduce la o difuzibilitate redusă a radonului.

Urmărind anumite modele geologice, se poate observa că valorile relativ scăzute ale radonului din sol sunt caracteristice pentru Depresiunea Transilvaniei și o bună parte din cea Pannonică, valori intermediare fiind măsurate în Câmpia de Vest, în județul Bihor. Valorile ridicate sunt caracteristice zonelor de metamorfic ale Unităților Carpatice, în special în aria Central-Carpatică și marginea ariei Pannonice dar și din Carpații Occidentali, explicându-se astfel prin compoziția chimică a rocilor care le compun.

Majoritatea probelor de apă au fost colectate din fântâni, cu o pondere de 69%, urmate de apă de robinet cu o pondere de 27%, doar 4% din probe fiind prelevate din ape de izvor. Media aritmetică a activității concentrației de radon în toate probele de apă a fost de doar $9,8 \text{ Bq/l}$, de 10 ori mai puțin decât valoarea limită de 100 Bq/l recomandată [EU, 2001; WHO, 2011;

Law nr. 301/2015 establishing the requirements for protection of human health as regards radioactive substances in drinking water (published: 2015-12-07)]. Valorile mici ale concentrației activității de radon în apă, de până la 10 Bq/l, sunt caracteristice pentru zonele cu depozite predominant detritice sedimentare, de vârstă neogenă, ale Bazinului Transilvaniei și marginii vestice a Munților Apuseni. Valori foarte mici au fost înregistrate de asemenea și pentru Câmpia Banatului. Valori medii ale concentrațiilor de radon, de 10-30 Bq/l au fost măsurate cu preponderență în partea vestică a Carpaților Meridionali, dar și în partea centrală a acestora. Valorile mari au fost măsurate în depozite cuaternare din Câmpia de Vest, aspect care poate fi pus pe seama ariei sursă pentru aceste depozite, mai precis partea vestică a Munților Apuseni. Mai mult, cele mai mari concentrații de radon în apă au fost caracteristice zonelor mezometamorfice și granitice ale Munților Apuseni, unde s-au înregistrat valori preponderent între 30 Bq/l și 100 Bq/l, însă depășind de multe ori valoarea de 100 Bq/l.

Coeficientul de corelație Pearson calculat pentru punctele de probare sol și apă apropiate una de cealaltă a indicat o corelație slabă ($r = 0,16$), însă după ce toate datele au fost centralizate la nivel de celulă și au fost identificate 648 de celule cu cel puțin un punct de colectare comun pentru probe de aer din sol și apă, acesta a sugerat o corelație moderată între aceste două tipuri de măsurători ($r = 0,36$). După cum se poate observa în tabelul 10, coeficientul de corelație prezintă o creștere a gradului de asociere dintre cele două variabile, odată cu creșterea numărului de valori măsurate per celulă, însă acesta rămâne moderat chiar și atunci când se depășesc 6 măsurători per celulă ($r = 0,47$).

În concluzie, în ceea ce privește apa de băut din România, cel puțin la nivelul studiului de față, aceasta nu prezintă o contribuție semnificativă la concentrația de radon din interior, sau o problemă semnificativă din punct de vedere radiobiologic. În ceea ce privește măsurătorile în sol însă, acestea pot constitui o explicație pentru radonul măsurat în interiorul locuințelor, îndeosebi sub aspect geologic, chiar dacă s-a demonstrat ulterior, în studiile prezentate în continuare, că variația concentrației de radon din interior este dependentă și de alți factori.

3.2. Contribuția radonului geogenic la concentrația de radon din interior

După dezvoltarea și citirea primului set de detectori (campania ianuarie-iulie 2017) datele rezultate pentru Cluj-Napoca au fost analizate și interpretate, în vederea stabilirii următoarelor etape de cercetare. Aceste rezultate au fost publicate în Florică et al. (2017), iar în cele ce urmează vor fi prezentate aspectele cele mai relevante.

În ceea ce privește distribuția datelor pentru Cluj-Napoca, după prima campanie de măsurare a radonului în interiorul locuințelor selectate, acestea prezentau o distribuție log-normală, aspect care a fost confirmat prin aplicarea testului statistic D'Agostino-Pearson ($p > 0,05$). Din totalul de 256 de case selectate, 43 au prezentat valori ale concentrației de radon mai mari de 300 Bq/m^3 . După aplicarea unui factor de corecție sezonier, pentru a putea estima o medie anuală, numărul locuințelor cu valori de radon peste 300 Bq/m^3 a crescut la 52. Astfel, după prima campanie de măsurători, rezultatele au indicat că 17% din casele investigate în zona metropolitană a municipiului Cluj-Napoca prezentau valori peste nivelul de referință european de 300 Bq/m^3 (Directiva 2013/59/EURATOM). Totodată, 20% din casele investigate au prezentat valori mai mari de 250 Bq/m^3 . Concentrația minimă și maximă măsurată a fost de 21 Bq/m^3 , respectiv 720 Bq/m^3 . Media aritmetică pentru toate cele 256 de case a fost de 139 Bq/m^3 , iar media geometrică a fost calculată la 95 Bq/m^3 . Astfel, valoarea medie a concentrației de radon măsurată în această primă campanie a fost mai mare decât valoarea medie a concentrației în interior, de 98 Bq/m^3 , raportată pentru Europa, fiind comparabilă cu valorile de $140\text{-}160 \text{ Bq/m}^3$ măsurate de Republica Cehă și Estonia. Cu ajutorul acestor date s-a realizat o hartă preliminară pentru Cluj-Napoca, unde rezultatele măsurătorilor au fost comasate în celule de $1 \times 1 \text{ km}$, după modelul folosit la realizarea Atlasului European de Radon (Cinelli et al., 2019). Minimul măsurătorilor per celulă este de 1 iar maximul de 13, media acestora fiind de 2 per celulă. Astfel, numărul total de celule investigate a fost de 85, iar procentajul celulelor unde media aritmetică a depășit 300 Bq/m^3 a fost de 8 % (Figura 23).

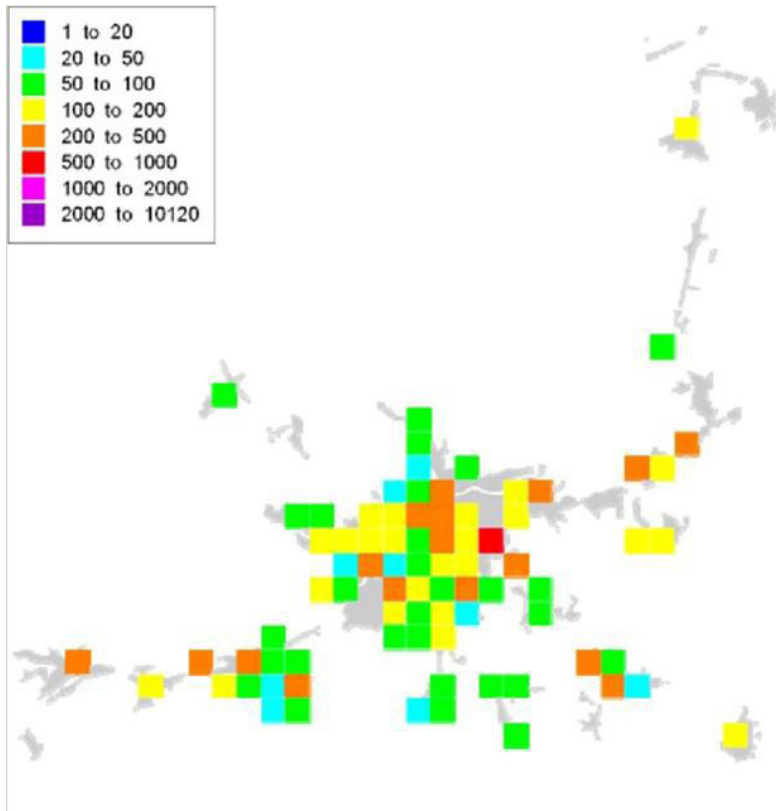


Figura 23. Harta radonului în interior pentru municipiul Cluj-Napoca după prima campanie de măsurători din proiectul SMART-RAD-EN (din Florică et al., 2017).

Această primă campanie a proiectat o viziune destul de clară asupra concentrațiilor de radon din interior de la nivelul ariei metropolitane a municipiului Cluj-Napoca, indicând totodată faptul că geologia poate fi factorul de control determinant în legătură cu sursa acestora, întrucât a fost observată o tendință de distribuție a valorilor mari pentru depozitele cuaternare. În continuare s-au realizat o serie de investigații suplimentare pentru a confirma aceste rezultate.

3.3. Căile de pătrundere a radonului în interior

În continuarea screening-ului cu detectori pasivi (cele două campanii a câte 6 luni fiecare), au fost realizate măsurători de diagnostic pentru 100 de case (din toate cele 5 așezări urbane: Iași, București, Timișoara, Sibiu și Cluj-Na-

poca) ale căror valori ale concentrației de radon au depășit 250 Bq/m^3 . S-a urmărit identificarea căilor prin care radonul pătrunde în interior și nu în ultimul rând, care variabile cântăresc mai mult în acumularea și variația radonului în interior. Rezultatele acestei cercetări au fost publicate în Florică et al. (2020), iar în cele ce urmează vor fi redată detaliile semnificative.

3.3.1. Aspecte geologice generale

Toate cele 5 așezări urbane participante la studiu sunt distribuite pe întreg teritoriul României, acoperind diverse structuri geologice și topografice. Trei așezări urbane sunt localizate în câmpiile de la sud (București), est (Iași) și vest (Timișoara) ale țării, iar două dintre acestea (Cluj-Napoca și Sibiu) sunt localizate în interiorul arcului carpatic, în Bazinul Transilvaniei. La o trecere sumară în revistă a geologiei celor 5 așezări urbane, se poate observa că pentru toate acestea este caracteristic un fundament metamorfic peste care se află depozite sedimentare diferite ca vârstă și tip petrografic.

Pe întreaga suprafață a Bucureștiului, la suprafață se dezvoltă în principal depozite sedimentare ce revin Cuaternarului, respectiv pietrișuri și nisipuri ale Formațiunii de Colentina și depozite loessoide de vârstă Pleistocen Superior mediu; depozite loessoide, nisipuri și pietrișuri ale terasei inferioare de vârstă Pleistocen Superior terminal; depozite detritice specifice teraselor inferioare și luncii de vârstă Holocen (Andreescu et al., 2011, 2013).

De asemenea, Cuaternarul are cea mai vastă răspândire de suprafață și pentru Timișoara, acoperind practic toată marginea estică românească a Bazinului Pannonic. Depozitele caracteristice sunt predominant clastice și terigene. Depozitele pleistocene, alcătuite în principal din argile nisipoase, pietrișuri și nisipuri specifice teraselor vechi, sunt acoperite în totalitate de depozite holocene aluvionare specifice luncii și terasei joase (argile, nisipuri și pietrișuri).

Pe de altă parte, Iași este caracterizat de prezența la suprafață atât a depozitelor cuaternare specifice diferitelor terase (argile, loessuri la care se adaugă nisipuri și pietrișuri ale teraselor superioare, de vârstă pleistocenă și depozite aluvionare detritice holocene) precum și a depozitelor neogene (calcare și varietăți de argile sarmațiene). Acestea din urmă sunt specifice zonelor mai înalte, aflate de o parte și de alta a văii Bahluiului, determinate de dispoziția monoclinală a acestor depozite (Ionesi et al., 2005).

În ceea ce privește Sibiu, la suprafață se regăsește o varietate mai mare de depozite geologice de vârstă badenienă (marne, pietrișuri și nisipuri), sarmațiană (marne, argile nisipoase, nisipuri, pietrișuri și conglomerate), pannoniană (marne, argile, nisipuri și pietrișuri), pleistocenă (pietrișuri și nisipuri specifice teraselor medii și superioare) și holocenă (nisipuri și pietrișuri aparținând terasei joase, aluvionare).

Municipiul Cluj-Napoca și împrejurimile acestuia, de asemenea, prezintă o geologie mai variată, la suprafață regăsindu-se depozite neogene (nisipuri, gresii, argile și pietrișuri de vârstă Eggenburgian-Burdigalian, marne, gresii, calcare, gipsuri și pe alocuri sare de vârstă Badenian și nisipuri, gresii, conglomerate, marne și uneori tufuri de vârstă sarmațiană). Paleogenul este deschis în partea centrală, vestică și de sud a municipiului (marne și calcare de vârstă Lutețian; marne, calcare, argile, gresii, nisipuri de vârstă Priabonian; calcare, argile, marne și gresii de vârstă Rupelian), pe toată lungimea văilor Someșului Mic și Nadășului fiind dispuse depozite cuaternare ale teraselor superioare și inferioare (nisipuri și pietrișuri pleistocene și holocene) (Florică et al., 2020 și referințele aferente).

În cazul caselor la care s-au efectuat măsurători de diagnostic din municipiul București, acestea s-au suprapus peste depozite pleistocene (loessoid, loess și nisipuri și pietrișuri). La Timișoara casele s-au suprapus peste depozitele aluviale holocene iar la Iași, cu excepția a două locații care s-au suprapus peste depozite detritice pleistocen superioare, toate celelalte case s-au aflat peste depozite argiloase de vârstă Sarmațian. În ceea ce privește municipiul Sibiu, locațiile monitorizate s-au suprapus atât peste depozitele detritice de terasă superioară de vârstă Pleistocen, cât și peste cele ale terasei joase, de vârstă Holocen. În fine, la Cluj-Napoca locațiile s-au suprapus peste depozite care aparțin ca vârstă Paleogenului (Rupelian), Neogenului (Sarmațian și Badenian) și Cuaternarului (Pleistocen și Holocen).

3.3.2. Interpretarea rezultatelor

Analiza statistică a datelor s-a realizat cu programul SPSS, versiunea 24 (SPSS Inc., SUA). Distribuția datelor a fost evaluată cu testul D'Agostino-Pearson iar pentru compararea variabilelor a fost folosit testul neparametric Mann-Whitney. Testul χ^2 (Chi-pătrat) a fost folosit pentru evaluarea gradului de asociere între variabilele calitative, iar pentru evaluarea rela-

țiilor de asociere între parametrii investigați a fost calculat coeficientul de corelație Pearson. Pentru analiza multivariată, datele log-transformate ale concentrației de radon rezidențial au fost utilizate ca variabilă dependentă. S-a folosit, de asemenea, procedura de regresie în trepte unde doar factorii care au avut influență semnificativă statistic asupra variabilei dependente au fost luați în considerare. Nivelul de semnificație statistic a fost stabilit la 0,05. În Tabelul 11 este prezentată statistica descriptivă pentru toți parametrii monitorizați în cele 100 de case.

Tabelul 11. Statistica descriptivă a parametrilor investigați în cele 100 de case (după Florică et al., 2020, cu modificări).

Parametru	Min.	Max.	Median	A.M.	S.D.	G.M.
Conc. Rn rezidențial (Bq/m ³)	150	1221	309	356	176	325
Φ max (Bq/m ² /h)	3	99	8	13	16	9
Q3 Rn_sol (kBq/m ³)	6	97	34	39	20	34
RP	5	133	29	33	21	28
CO ₂ (ppm)	432	3375	1083	1213	638	1078
RH (%)	16	70	42	42	10	41
T (C°)	13	31	21	22	3	22
Consum energie (kWh/m ²)	102	500	210	216	63	208
²²⁶ Ra (Bq/kg)	8	283	32	48	57	33

Φ_{max} este valoarea maximă măsurată în exalație; Q3_{Rn} este cvartila a treia a concentrației de radon măsurată; RP este potențialul de radon; RH reprezintă umiditatea; T este temperatura în grade Celsius.

Distribuția normală a datelor log-transformate aferente concentrației de radon rezidențial a fost confirmată prin aplicarea testului D'Agostino-Pearson ($p > 0,05$). Media aritmetică și media geometrică a concentrațiilor de radon rezidențial este de 356 Bq/m³, respectiv 325 Bq/m³. Aceste valori ridicate sunt explicabile prin faptul că selecția celor 100 de case din studiul de față a avut ca principal criteriu o concentrație de radon superioară pragului de 250 Bq/m³.

Pentru 33 de case rata de exalație a fost sub limita de detecție, iar în restul caselor aceasta a prezentat variații ridicate, cu limite cuprinse între 10 Bq/m²/h și 358 Bq/m²/h și o medie aritmetică de 47 Bq/m²/h . În 4 din cele 6 case în care rata de exalație a fost superioară valorii de 100 Bq/m²/h , podeaua este amplasată direct pe pământ sau zgură, fără a exista șapă de beton.

Fisuri au fost identificate în 88 de case, cu o medie aritmetică de 6 fisuri per casă. Valoarea maximă de radon măsurată la nivelul fisurilor este de 27 kBq/m³, iar valoarea minimă este de 1 kBq/m³, coeficientul de variație fiind de 85%.

În ceea ce privește măsurătorile în sol, doar în cazul unei singure case acestea nu s-au putut realiza datorită prezenței apei în sol, la o adâncime de aproximativ 50 de cm. Pentru calculul potențialului de radon s-a luat în considerare percentila de 75% (Q3) a concentrației de radon din sol, valoarea calculată pentru Q3 fiind cuprinsă între 6 kBq/m³ și 97 kBq/m³, cu o medie aritmetică de 39 kBq/m³. Potențialul de radon (RP) a indicat valori cuprinse între 5 și 133, cu o medie aritmetică de 33. Astfel, din totalul de 100 de case, 4 dintre acestea au prezentat un indice de radon scăzut, 62 au avut un indice de radon mediu iar 33 au avut indice de radon ridicat.

Alți indicatori ai calității aerului de interior, monitorizați în acest studiu, au fost CO₂ și CO. Pentru concentrația de CO₂ au fost măsurate valori cuprinse între 432 ppm și 3375 ppm cu o medie geometrică de 1078 ppm. În schimb, monoxidul de carbon a fost identificat prin măsurători doar în 10 case, cel mai probabil datorită tipului de încălzire utilizat în timpul sezonului rece. Limitele au fost cuprinse între 0,1 ppm și 6 ppm iar concentrația medie fiind de 1,1 ppm.

Pentru analiza bivariată, sumarul corelațiilor statistice între parametrii luați în considerare este prezentat în Tabelul 12.

Tabelul 12. Corelații statistice determinate pentru parametrii relevanți; unde corelația este semnificativă la un nivel de 0.05* și 0.01** (din Florică et al., 2020, cu modificări).

Corelația Spearman pentru ²²⁶ Ra	Sol	0,35	-0,07	0,5	0,65**	n/a	n/a	n/a	n/a
	Materialul de construcție	0,008	0,55**	-0,17	-0,3	n/a	n/a	n/a	n/a
Variabila		Rn rezidențial	Φ max	Q3 Rn sol	RP	CO ₂	Temp.	RH	Energie
Corelația Pearson	Rn rezidențial		0,05	-0,12	0,1	0,26	-0,11	0,30**	0,13
	Φ max			-0,1	0,14	-0,04	0,21	-0,1	-0,07
	Q3 Rn sol				0,33**	0,13	-0,15	0,13	0,02
	RP					0,06	0,19	0,1	0,04
	CO ₂						0,01	0,51**	0,29**
	Temp.							-0,51	-0,02
	RH								0,27**
	Energie								

Prin calcularea coeficientului de corelație Pearson s-a obținut o corelație acceptabilă între concentrația de radon rezidențial și concentrația de CO₂ ($r = 0,26$, $n = 97$, $p = 0,01$), fapt care indică o slabă aerisire care conduce la acumularea CO₂ cât și a radonului. Nicio corelație semnificativă statistic nu a fost observată între concentrația de radon rezidențial și parametri precum exalația, concentrația de radon din fisuri, concentrația de radon din sol, indicele de risc de radon și potențialul de radon. De asemenea, testul χ^2 a confirmat că nu există o dependență semnificativă statistic între concentrația de radon rezidențial și indicele de risc de radon ($p > 0,05$). Acest lucru semnifică că indicele de risc de radon nu poate oferi indicii suficiente cu privire la nivelul de radon rezidențial și nu poate fi folosit ca surrogat al măsurătorilor de radon din interior. S-a obținut o corelație acceptabilă între concentrația de radon rezidențial și umiditate ($r = 0,3$, $n = 97$, $p < 0,01$) și o corelație inversă între temperatură și umiditate ($r = -0,5$, $n = 97$, $p < 0,01$). De asemenea, o corelație acceptabilă a fost obținută între concentrația CO₂ și consumul energetic ($r = 0,3$, $n = 92$, $p < 0,01$). O corelație bună a fost obținută între potențialul de radon și conținutul în ²²⁶Ra al probelor de sol ($r = 0,72$, $n = 10$, $p < 0,05$).

Prin aplicarea testului neparametric Mann-Whitney a fost obținută o diferență semnificativă statistic între medianele ratei de exalație a radonului în funcție de prezența șapei de beton, absența acesteia fiind responsabilă pentru o mediană semnificativ mai mare, de 63 Bq/m²/h față de 25 Bq/m²/h. De asemenea, o diferență semnificativă statistic a fost observată și pentru tipul de tavan, cel din lemn conducând la o rată de exalație de radon din podea semnificativ mai mare în comparație cu tavanul din beton, aspect ce poate fi pus pe seama efectului de horn rezultat din diferența de presiune dintre interior și exterior, care este amplificată de lipsa unui tavan etanș. Determinând coeficientul de corelație parțială dintre rata de exalație de radon și tipul tavanului, cu variabila de control reprezentată de prezența șapei de beton, s-a constatat o reducere a coeficientului de corelație de la $r = 0,26$ ($p = 0,03$) la $r = 0,14$ ($p > 0,05$), ceea ce semnifică că șapa de beton poate avea efect mediator față de impactul tipului de tavan asupra ratei de exalație. Pe de altă parte, o corelație nesemnificativă statistic s-a observat în ceea ce privește impactul tipului de tavan asupra concentrației de radon din interior ($p > 0,05$). Pentru a investiga impactul

tuturor parametrilor măsurați asupra valorii medii ale radonului din interior, s-a aplicat metoda regresiei liniare multivariate, de unde a rezultat că procentul de variabilitate a concentrațiilor de radon rezidențiale este explicat doar pentru 15%, unde principalii contributory sunt prezența șapei de beton și umiditatea.

În concluzie, din datele analizate reiese că, pentru majoritatea amplasamentelor din studiu, subasamentul geologic poate oferi o explicație rezonabilă atât pentru valorile medii și mari înregistrate în măsurătorile din sol (indicele de risc de radon și potențialul de radon) cât și pentru valorile înregistrate în interior prin măsurători pasive (care depășesc în toate cazurile limita de 250 Bq/m^3 pe an). Cu toate acestea, variația radonului rezidențial nu a putut fi corelată direct cu variația radonului din sol, acest aspect fiind influențat în special de factori care țin de caracteristicile de construcție ale caselor. Având în vedere că toate casele din studiu au prezentat valori ale concentrației de radon în interior care depășesc limita de 250 Bq/m^3 , și că variația radonului în sol a fost destul de însemnată (datorită diferențelor geologice de la o zonă la alta și a neomogenității litologice), neputându-se face totuși o corelație directă cu variația radonului din interior, putem conchide că, alături de geologie, factorii care țin de caracteristicile de construcție și modul de folosință al caselor joacă un rol determinant în acumularea radonului în interior.

Bibliografie (Cap. 3)

- Al-Khateeb, H.M., Aljarrah, K.M., Alzoubi, F.Y., Alqadi, M.K., Ahmad, A.A., 2017. The correlation between indoor and in soil radon concentrations in a desert climate. *Radiation Physics and Chemistry*, 130: 142-147.
- Andreescu, I., Codrea, V., Enache, C., Lubenescu, V., Munteanu, T., Petculescu, A., Știucă, E., Terzea, E., 2011. Reassessment of the Pliocene/Pleistocene (Neogene/Quaternary) boundary in the Dacian Basin (Eastern Paratethys), Romania. *Oltenia, Studii și comunicări, Științele Naturii*, 27(1): 197-220.
- Andreescu, I., Codrea, V., Enache, C., Lubenescu, V., Munteanu, T., Petculescu, A., Știucă, E., Terzea, E., 2013. New developments in the Upper Pliocene-Pleistocene stratigraphic units of the Dacian Basin (Eastern Paratethys), Romania. *Quaternary International*, 284: 15-29.

- Basic safety standards for protection against the dangers arising from exposure to ionising radiation. Council Directive 2013/59/Euratom Jan 17, 2014. 73 pp.
- Beaubien, S.E., Ciotoli, G., Lombardi, S., 2003. Carbon dioxide and radon gas hazard in the Alban Hills area (Central Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 123(1-2): 63-80.
- Burghel, B., Țenter, A., Cucuș, A., Dicu, T., Moldovan, M., Papp, B., Szacsvai, K., Neda, T., Suci, L., Lupulescu, A., Maloș, C., Florică, Ș., Baci, C., Sainz, C., 2019. The FIRST large-scale mapping of radon concentration in soil gas and water in Romania. *Science of the Total Environment*, 669: 887-892.
- Cinelli, G., De Cort, M., Tollefsen, T., 2019. *European Atlas of Natural Radiation*, Publication Office of the European Union, Luxembourg, 190 pp.
- Cosma, C., Moldovan, M., Dicu, T., Kovacs, T., 2008. Radon in water from Transylvania (Romania). *Radiation Measurements*, 4(8): 1423-1428.
- Cosma, C., Cucuș-Dinu, A., Papp, B., Begy, R., Sainz, C., 2013. Soil and building material as main sources of indoor radon in Băița-Ștei radon prone area (Romania). *Journal of Environmental Radioactivity*, 116: 174-179.
- Cucuș, A., Papp, B., Dicu, T., Moldovan, M., Burghel, B.D., Moraru, I.T., Țenter, A., Cosma, C., 2017. Residential, soil and water radon surveys in north-western part of Romania. *Journal of Environmental Radioactivity*, 166: 412-416.
- Florică, Ș., Dicu, T., Burghel, B.D., Moldovan, M., Szacsvai, K., Țenter, A., Papp, B., Beldean, S., Istrate, A., Catalina, T., Tunyagi, A., Horju-Deac, C., Răchișan, A., Sferle, T., Dobrei, G., Sainz, C., Cucuș, A., 2019. Indoor radon related with the geology in Romanian urban agglomerations (Cluj-Napoca). *Studia UBB Ambientum*, 62(2): 29-36.
- Florică, Ș., Burghel, B.D., Bican-Brișan, N., Begy, R., Codrea, V., Cucuș, A., Catalina, T., Dicu, T., Dobrei, G., Istrate, A., Lupulescu, A., Moldovan, M., Niță D., Papp, B., Pap, I., Szacsvai, K., Țenter, A., Sferle, T., Sainz, C., 2020. The path from geology to indoor radon, *Environmental Geochemistry and Health*, 42: 2655-2665.
- Ionesi, L., Ionesi, B., Roșca, V., Lungu, A., Ionesi, V., 2005. *Medium and Upper Sarmatian of the Moldavian Platform*. Editura Academiei Române, Iași, 558 pp.
- Law nr. 301/2015 establishing the requirements for protection of human health as regards radioactive substances in drinking water (published: 2015-12-07).
- Mutihac, V., 1990. *Structura geologică a teritoriului României*. Editura Tehnică, București, 418 pp.
- Neznal, M., Neznal, M., Matolín, M., Barnet, I., Mikšová, J., 2004. The new method for assessing the radon risk of building sites. *Czech Geological Survey Special Papers*, Prague, 7-47.

- Papp, B., Cucuș (Dinu), A., Cosma, C., 2017. A comprehensive study of residential, geogenic and water radon in the North area of Mures county, Romania. *Radiation Protection Dosimetry*, 179(1): 80-86.
- Săndulescu, M., 1984. *Geotectonica României*. Editura Tehnică, București, 335 pp.
- Săndulescu, M., Kräutner, H., Borcoș, M., Năstăseanu, S., Patrulius, D., Ștefănescu, M., Ghenea, C., Lupu, M., Savu, H., Bercia, I., Marinescu, F., 1978. Geological map of Romania, 1:1,000,000. Geological Institute of Romania Printing House, Bucharest.
- Tollefsen, T., Cinelli, G., Bossew, P., Gruber, V., De Cort, M., 2014. From the European indoor radon map towards an atlas of natural radiation; *Radiation Protection Dosimetry*, 162: 129-134.
- WHO, 2011. *Guidelines for Drinking-water Quality*. Fourth edition. World Health Organisation, Geneva, 541 pp.

Capitolul 4

Studiu de caz – Cluj-Napoca

Pentru a defini cu mai mare acuratețe care este rolul geologiei în problematica radonului, am restrâns aria de studiu la municipiul Cluj-Napoca și aria sa periurbană. În acest punct al cercetării s-a putut stabili că sursa radonului în interior, pentru toate casele participante la studiu, o reprezintă solul de sub construcție sau dimprejurul acesteia. Este binecunoscut faptul că solurile reflectă îndeaproape caracteristicile mineralogice ale rocilor parentale, peste care acestea se dezvoltă.

Datele cu privire la concentrația de radon din interior pentru 272 de case participante în proiectul SMART-RAD-EN, aferente municipiului Cluj-Napoca, au fost analizate sub aspectul influenței geologice și pedologice. De asemenea, am trasat trei transecte longitudinale, de la vest la est, care au traversat majoritatea formațiunilor geologice și tipurilor de sol ale împrejurimilor municipiului, care au însumat 142 de măsurători de radon în sol. Datele de la 39 de măsurători în sol provin din etapa de diagnostic ale proiectului SMART-RAD-EN, când s-a stabilit potențialul de radon pentru fiecare casă participantă la studiu. Acestea din urmă au fost măsurate cu aparatul RM-2, cu metoda Neznal în 15 puncte, iar permeabilitatea a fost stabilită cu permeometrul Radon-Jok. Din totalul celor 15 puncte de măsurare, s-au ales aleatoriu 3 puncte ale căror date au fost folosite la trasarea transectelor geo-pedologice. Fiecare din celelalte 103 de măsurători în sol au fost executate în 3 puncte (în capetele unei rețele

triunghiulare echidistante cu laturile de 1 m), cu aparatul LUK 3P, iar permeabilitatea a fost stabilită cu permeometrul Bottle.

Cu ajutorul programului Q-Gis și a hărților geologică și pedologică (1:200.000), au fost atribuite caracteristicile geologice și pedologice pentru fiecare măsurătoare în parte. Baza de date a fost construită în Excel iar analiza statistică a fost realizată cu ajutorul programului IBM SPSS Statistics 20. Detaliile cu privire la geologia și pedologia ariei de studiu au fost sintetizate din bibliografia existentă.

4.1. Geologia și pedologia municipiului Cluj-Napoca și a ariei periurbane

Din punct de vedere geologic, municipiul Cluj-Napoca se găsește în partea de NV a Bazinului Transilvaniei, la est de metamorfitele Munților Gilăului, în regiunea care, în literatura de specialitate, poartă denumirea de “aria Gilăului”, la nivelul distribuției faciesurilor sedimentare ale Paleogenului (Rusu, 1970). Regiunea este caracterizată printr-o diversitate a formațiunilor geologice și a structurilor, întâlnindu-se roci metamorfice, magmatice și sedimentare, diferite ca varstă și ca tip petrografic (Krézsek, 2006, și referințele aferente).

Se întâlnesc formațiuni de vârstă cretacic superioară dispuse deasupra rocilor metamorfice și eruptive, peste care sunt dispuse transgresiv discordant formațiuni paleogene și neogene, preponderent cu caracter detritic, carbonatic sau vulcanogen-sedimentar (Figura 24). Ele revin unor bazine sedimentare distincte ca roluri și evoluții, suprapuse.

4.1.1. Stratigrafia

I. Subasamentul metamorfic și formațiunile sedimentare acoperitoare

Cele mai vechi roci sunt reprezentate de șisturi cristaline care s-au format în timpul Precambrianului, în regiunea în care s-a edificat subsecvent masivul Gilău. Este vorba în principal despre roci metamorfice de vârstă Paleozoic (Seria de Someș și Seria de Arada) (Săndulescu și Visarion, 1978; Săndulescu, 1988; = Litogrupul de Someș în Balintoni, 1997) peste care se dispune o cuvertură sedimentară de vârstă Triasic – Cretacic Superior

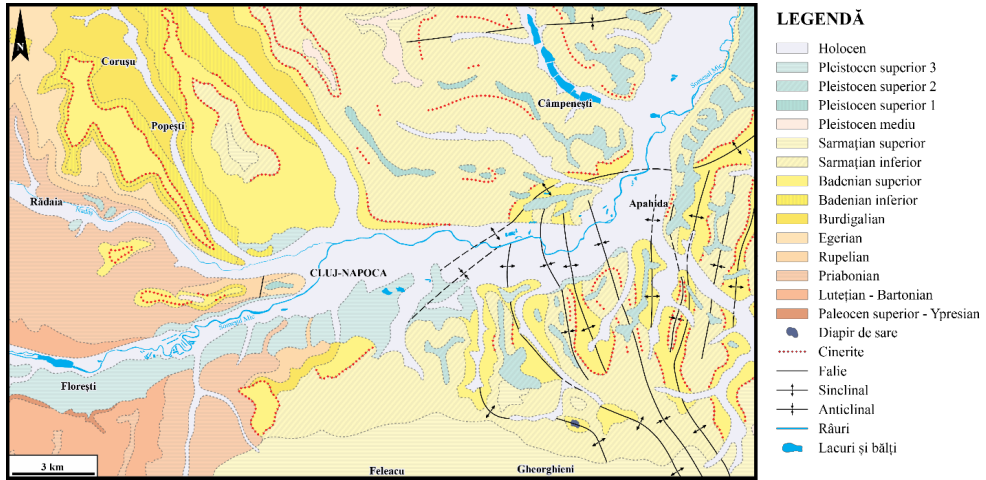


Figura 24. Harta geologică a regiunii Cluj-Napoca [modificată după Răileanu și Saulea (1967); hidrografia după maps.google.com].

(e.g., Burchfiel, 1976; Paraschiv, 1979; Krézsek și Bally, 2006). Întreg acest ansamblu revine Unității de Bihor (Săndulescu, 1984), cunoscută și drept "Autohtonul de Bihor" (Mutihac și Ionesi, 1974).

II. Cretacic Superior

Cele mai apropiate depozite care revin Cretacicului terminal din relativa proximitate a municipiului Cluj-Napoca se află în Dacidele interne, fiind expuse la zi între Gilău și Someșul Rece, sau în alte arii (Stolnei, Sărății, Someșului Mic și Agârbiciu) (Mészáros și Clichici, 1976; Baciș și Filipescu, 2002; Săsăran și Săsăran, 2003; Săsăran, 2011). Ele ilustrează procesele de tafrogeneză petrecute în Apusenii de Nord, la finele Cretacicului (Săndulescu, 1984). Sunt în discuție depozite cu aspect flișoid, de bazin tectonic îngust și adânc, dar care în primele etape de evoluție, sau subsecvent strict pe marginile de bazin, au permis dezvoltarea faciesului de tip Gosau, cu toată fauna exuberantă de moluște caracteristică acestui facies. Ele nu trebuie în niciun caz confundate cu depozitele flișoide ce se află mai la sud (zona Hășdate) și care revin Transilvanidelor, cu faciesurile semnalate de Săsăran și Săsăran (2003).

Activitatea magmatică de la finele Cretacicului, asociată cu mișcările "laramice", determină punerea în loc a unor roci eruptive aparținătoare banatitelor (dacite, andezite și riolite) pe văile Căpușului, Someșului Rece,

în zona Mănăstireni sau Băișoara-Săcel (Vlaicu- Tătărâm, 1963; Ștefan et al., 1985). Cele mai importante contribuții referitoare la geneza rocilor magmatice din zonă sunt cele ale lui Hanomolo și Hanomolo (1962), Vlaicu-Tătărâm (1963), Mureșan (1974; 1980), Lazăr și Întorsureanu (1982), Ștefan et al. (1985; 1988; 1992).

III. Paleogen

Depozitele paleogene din zona de NV a Bazinului Transilvaniei formează umplutura unui bazin de foreland definit după tectogeneza "laramică" (Hosu, 1999; Fărcaș, 2011). Grosimea depozitelor variază între 500 m în partea de NV a Bazinului Transilvaniei și ajunge să depășească 1800 m spre nord, în arealul Jibou-Preluca, caracterizate fiind de alternanța pe verticală a depozitelor de facies continental cu cele de facies marin (e.g., Popescu, 1984; Hosu, 1999; Filipescu, 2011).

Formațiunea de Jibou (Hofmann, 1879)

Această formațiune a fost descrisă pentru prima dată de către Hofman (1879) sub numele de „Argilele multicolore și calcarul de apă dulce de la Jibou”. Alte contribuții ulterioare au pus în evidență aspectul "vărgat" (rubanat) al rocilor care formează această unitate litostratigrafică (Koch, 1894; Răileanu și Saulea, 1956; Vlaicu-Tătărâm, 1963; Răileanu și Mészáros, 1966; Mészáros și Clichici, 1976; Popescu et al., 1977; Popescu, 1978, 1984; Mészáros și Moisescu, 1991). Această formațiune reprezintă primul termen disconform Paleogenului și este alcătuită din depozite clastice, continental-lacustre, cu o grosime de până la 1500 m, formate în urma tectogenezei „laramice” din Cretacicul Superior, care a condus la ridicarea zonelor marginale ale Bazinului Transilvaniei (Jipa, 1994). Numeroase studii anterioare au pus în evidență caracterul continental detritic al acestei formațiuni, cu episoade continentale lacustre (Răileanu și Saulea, 1955, 1956; Mészáros, 1960, 1991; Vlaicu-Tătărâm, 1963).

Episoadele de sedimentare lacustră sunt concretizate prin formarea depozitelor de calcare și dolomite (Dolomitul de Agârbiciu, Calcarul de Rona, Calcarul de Horlacea etc.), care sunt considerate, la rândul lor, ca membri în cadrul formațiunii, și care reprezintă partea mediană a depozitelor acesteia (Hofmann, 1879; Koch, 1894; Codrea și Săsăran, 2002; Codrea et al., 2010; Filipescu, 2011).

Codrea și Săsăran (2002) consideră că depozitele lacustre a căror extensie verticală principală este localizată între localitățile Rona și Jibou pot fi separate ca un membru local al Formațiunii de Jibou, sub denumirea de Membrul de Rona. Vârsta depozitelor Membrului de Rona a fost stabilită pe baza fosilelor din depozitele lacustre (gastropode, ostracode și diferite vertebrate) de către Gheerbrant et al. (1999) care le-au atribuit intervalul Thanetian – Sparnacian (Ypresian Inferior).

În fine, pe baza faunei paleontologice provenite din depozitele continentale de culoare roșie, Codrea și Godefroit (2008) reușesc să stabilească cu oarecare exactitate vârsta Formațiunii de Jibou ca revenind intervalului Maastrichtian – Lutețian, fapt care este general acceptat. Autorii confirmă prin material adițional datele lui Nopcsa (1905), referitoare la această formațiune.

Grupul de Călata (Rusu, 1995) – Lutețian Superior – Priabonian Inferior

Este echivalent cu „Seria marină inferioară” (Răileanu și Saulea, 1956), și cuprinde mai multe nivele stratigrafice. Orizontarea acestor nivele stratigrafice a făcut obiectul de studiu a predecesorilor (Koch, 1894; Răileanu și Saulea, 1956; Mészáros, 1957, 1960) care au pus în evidență caracteristicile petrografice și conținutul micropalentologic al rocilor care alcătuiesc această unitate litostratigrafică. Lucrările lui Rusu (1970, 1987, 1995) au tratat în detaliu caracteristicile faciesale și stratigrafice ale formațiunilor care alcătuiesc Grupul de Călata.

Formațiunea de Foidaș (Bombiță, 1984) – Lutețian Superior

Este echivalentă cu „Orizontul marno-calcarelor cu anomii și al gipsurilor inferioare” (Horizont der unteren Gypsbanke oder des Anomyenkalkes und Mergels) (Koch, 1894), „Orizontul gipsului inferior și al marno-calcarelor inferioare cu *Anomya*” (Răileanu și Saulea, 1956), „Orizontul marno-calcarelor cu *Anomia* și a gipsurilor inferioare” (Mészáros, 1960), nivelul inferior din „Orizontul gipsului inferior și al marno-calcarelor cu *Anomia*” (Vlaicu-Tătărâm, 1963), „Orizontul marnelor și calcarelor cu *Gryphaea eszterhazyi* și *Rostellaria*” (Dragoș, 1966), „Orizontul cu *Anomya*” (Niță Pion et al., 1966), „Formațiunea gipsului inferior” sau „Gipsul inferior” (Popescu, 1978, 1984), „Gipsul de Foidaș” (Bombiță, 1984), „Stratele de Foidaș” („Les Couches de Foidaș”) (Mészáros și Moiescu, 1991), „Formațiunea de Foidaș” (Rusu, 1995; Filipescu, 2011).

Această formațiune este delimitată la partea inferioară de Formațiunea de Jibou iar la partea superioară de Formațiunea de Căpuș și este constituită din calcare bioclastice și roci evaporitice (Răileanu și Saulea, 1956; Mészáros 1957, 1960; Vlaicu-Tătărâm, 1963; Popescu, 1978; Ghergari et al., 1987; Rusu, 1995; Filipescu, 2011), reprezentând baza unui termen transgresiv. Acumularea acestora se produce într-un mediu restrictiv intertidal-supratidal (Filipescu, 2011).

Pe baza asociațiilor de moluște, ostracode și nannoplancton, vârsta acestei formațiuni a fost atribuită Lutetianului și mai apoi Lutetianului Superior (Popescu et al., 1978; Mészáros et al., 1987; Mészáros și Moiescu, 1991).

Formațiunea de Capușu (Popescu, 1978) – Lutetian Superior – Bartonian Inferior

Este echivalentă cu „Marne cu *perforata*” (Hauer și Stache, 1863), „Strate cu *perforata*” (*perforata*-Schichten) (Hofmann, 1879; Koch, 1894), „Bancul cu *Nummulites perforatus*” (Răileanu și Saulea, 1956), „Stratele cu *Nummulites perforatus*” (Joja, 1956; Dumitrescu, 1957), „Orizontul cu *Gryphaea eszterhazyi* și orizontul cu *Nummulites perforatus*” (Mészáros, 1957), „Orizontul cu *Nummulites perforatus*” (Vlaicu-Tătărâm, 1963; Dragoș, 1966; Niță-Pion et al., 1966), „Membrul de Căpuș” (Popescu, 1978), „Strate de Căpușu” (Les Couches de Căpușu) (Mészáros și Moiescu, 1991), „Formațiunea de Căpușu” (Rusu, 1995; Filipescu 2011).

În componența acestei formațiuni, ale cărei depozite sunt cuprinse între „Gipsurile inferioare” și Formațiunea de Mortănușa (sensu Koch, 1894), se delimitează doi membri: unul inferior, reprezentat de „Marnele inferioare cu moluște” sau strate de Căpușu inferioare (Nivelul cu *Gryphaea eszterhazyi*) și altul superior, cu *Nummulites perforatus* sau stratele de

Căpușu superioare (Mészáros, 1960; Vlaicu-Tătărâm, 1963; Popescu et al., 1978; Mészáros și Moiescu, 1991). Se păstrează astfel, în linii mari, orizontarea făcută de Koch (1894) „Stratelor cu *perforata*”, echivalentul pentru membrul inferior fiind „Orizontul inferior cu *striata*” iar pentru cel superior „Orizontul bancului cu *perforata*”.

Pe baza asociațiilor de nummuliti, Bombiță (1984) conferă formațiunii vârsta Lutetian Superior care, în momentul de față, este considerată a fi reprezentativă doar pentru partea inferioară a depozitelor. Mai apoi, Gheța (1984) consideră, pe baza asociațiilor de nannoplankton, că vârsta

depozitelor ar fi Bartonian. Rusu (1995), pe baza asociațiilor de nannoplankton atribuite Bartonianului și a picnodontelor (*Pycnodonte brogniarti*) care corespund Lutețianului Superior, reușește să stabilească vârsta acestor depozite ca făcând parte din intervalul Lutețian Superior – Bartonian.

Această formațiune află în valea Vărai, în baza dealului Piscuiu Ronei, între satele Ortelec și Brebi, în văile Căpușului și Someșului și la Luna de Sus (Mészáros și Clichici, 1976).

Formațiunea de Mortănușa (Bombiță și Moiescu, 1968) – Bartonian – Priabonian Inferior

Este sinonimă cu „Orizontul mijlociu de marne cu moluște” + „Orizontul superior de calcare marnoase cu moluște” (Koch, 1894), „Orizontul argilelor cenușii” (Răileanu și Saulea, 1956), „Orizontul marnelor și calcarelor cu moluște” + „Orizontul marnelor nisipoase cu Ostreide” (Mészáros, 1960), „Argile marnoase de Mortănușa” (Bombiță, 1963), „Orizontul marnelor și calcarelor cu *Velates* și *Corbula*” (Dragoș, 1966), „Orizontul marnelor și calcarelor cu *Corbula gallica* = Orizontul argilelor cenușii” (Niță-Pion et al., 1966), „Marne de Mortănușa” (Popescu, 1978), „Formațiunea de Mortănușa” (Filipescu, 2011).

Este considerată ca fiind, de fapt, un subgrup ce cuprinde în partea bazală Membrul de Inucu (Mészáros și Moiescu, 1991) (Marne superioare cu moluște – după Mészáros și Clichici, 1976), urmat de Membrul de Văleni (Rusu, 1987) peste care se succedă Membrul de Ciuleni (Rusu, 1995).

Membrul de Inucu (Bartonian) este alcătuit din marne cenușii și calcare bogate în moluște.

Membrul de Văleni (Bartonian Mediu) este alcătuit din marne bogate în moluște (predomină *Velates perversus*) și calcare micritice.

Membrul de Ciuleni (Bartonian Superior – Priabonian Inferior) este constituit dintr-o stivă groasă de argile și marne cenușii cu intercalații de nisipuri și gresii.

Calcarul de Viștea (Răileanu și Saulea, 1956) – Priabonian Inferior

Este sinonim cu „Calcarul grosier inferior” (Koch, 1894), „Orizontul calcarelor grosiere inferioare sau al gresiei de Racoti” (Răileanu și Saulea, 1956), „Orizontul calcarelor grosiere inferioare” (Mészáros, 1960), „Orizontul calcarului grosier inferior” (Vlaicu-Tătărâm, 1963) sau „Calcar

de Leghia” (Bombiță, 1963; Popescu et al., 1978; Rusu, 1987), “Orizontul calcarului grosier inferior” sau “Orizontul gresiei de Racoți” (Niță Pion et al., 1966), “Strate de Leghia” (Mészáros și Moisescu, 1991), “Calcarul de Viștea” (Rusu, 1995; Filipescu, 2011).

Acest orizont încheie seria marină inferioară a Eocenului și se prezintă sub forma a două faciesuri: unul calcaros în sud și altul grezos în nord (Răileanu și Saulea, 1956).

Rocile calcaroase sunt predominante și au origine organogenă, fiind bogate în testuri de foraminifere, cochilii de moluște și echinide. Acestea sunt intercalate de marne cenușii nisipoase. Spre Cluj, calcarele organogene dobândesc un caracter grezos, iar de la Moigrad se face trecerea către faciesul grezos prin înlocuirea calcarului organogen (Calcarul de Leghia) cu o gresie calcaroasă („Gresia de Racoți” – preponderent grosieră, intercalată de gresii fine și uneori cărbunoase), pe alocuri fosiliferă și care este intercalată uneori de lumașele. Continuând înspre nord, pe marginea zonei caracteristice acestor depozite, gresiile calcaroase trec în conglomerate sau nisipuri intercalate de argile roșii (Răileanu și Saulea, 1956; Mészáros, 1957; Mészáros, 1960; Mészáros și Moisescu, 1991; Rusu, 1995).

Acest din urmă aspect i-a determinat pe Răileanu și Saulea (1956) să considere că, în această zonă, conglomeratele și argilele, alături de „Stratele de Turbuța” și „Orizontul cenușiu”, formează o formațiune distinctă pe care au denumit-o „Strate de Stejara”. În consecință, folosind denumirea locală de „Calcar de Viștea”, care ar caracteriza astfel jumătatea sudică a bazinului, aceștia consideră că este mult mai potrivită decât denumirea de „Calcar grosier inferior”, pe care Koch (1894) a generalizat-o pentru majoritatea bazinului.

În schimb, Bombiță (1963) introduce denumirea de „Calcar de Leghia”, care caracterizează holostratotipul descris de către acesta în apropierea satului Leghia, caracteristic pentru partea de sud a bazinului.

Rusu (1995) revine asupra denumirii propuse de către Răileanu și Saulea, pe care o consideră mai potrivită, aceasta și datorită faptului că la Viștea întâlnește aflorimente mult mai edificatoare, unde calcarele sunt deschise pe o lungime de 7 metri din totalul de 8 metri, iar contactul cu depozitele Formațiunii de Valea Nadășului din top este vizibil și clar delimitat. Propune ca holostratotip cariera Golombodu, de la vest de Viștea, unde trasează o secțiune tip pentru aceasta formațiune.

În fapt, atât „Calcarul de Leghia” cât și „Gresia de Racoti” sunt două formațiuni izocrone și constante din punct de vedere litologic în aria Gilăului, în aria Preluca, Gresia de Racoti reprezentând corespondentul terigen al Calcarului de Leghia. În context, considerăm așadar mai potrivită denumirea de „Calcarul de Viștea”, care caracterizează atât faciesul calcaros cât și cel grezos, caracteristice pentru aria Gilăului. Pe baza asociațiilor de foraminifere, Bombiță (1984) consideră că vârsta acestor depozite ar fi Priabonian.

Formațiunea de Valea Nadășului (Popescu, 1978) – Priabonian Mediu

Este sinonimă cu „Complexul vărgat superior” (Hofmann, 1879), „Argilele vărgate superioare” (Koch, 1894), „Seria argilelor vărgate superioare” (Răileanu și Saulea, 1956), „Seria vărgată superioară” (Mészáros, 1957), „Nisipuri și argile continentale” (Bombiță, 1963), „Orizontul argilelor pestrițe superioare” (Dragoș, 1966), „Complexul argilelor roșii superioare” (Popescu et al., 1977), „Strate de Valea Nadășului” (Rusu, 1987), Formațiunea de Valea Nadășului” (Popescu et al., 1977; Popescu, 1978; Mészáros și Moisescu, 1991; Rusu, 1995; Filipescu, 2011).

În cea mai mare parte, acest nivel este constituit din argile roșii cu intercalații de nisipuri sau argile vinete-albăstrui-verzui. În zona Cluj (aria de sedimentare Gilău) are aproximativ 60 m, atingând 150 m spre Jibou.

Din punct de vedere paleontologic această formațiune este modestă ca și conținut, fiind totuși semnalate gastropode de apă dulce, resturi de mamifere (*Brachydiastematherium transylvanicum* Böckh și Matyasovski, 1876, *Quercytherium* Koch, 1894 și *Prohyracodon orientale* Koch, 1897), precum și resturi de crocodilieni (Sabău et al., 2021 și referințele din text) și plante. În ceea ce privește resturile de *Brachydiastematherium transylvanicum*, acestea au fost semnalate pentru prima dată de către Böckh (1876) de la Rădaia din depozite de vârstă Eocen (Priabonian), iar în momentul de față reprezintă singura descoperire de acest tip din Transilvania (Fărcaș, 2011).

În aria Gilăului, Formațiunea de Valea Nadășului află între Nadăș și Mera – pe partea a stângă a văii Nadășului și pe Valea Gârbou.

Grupul de Turea (Rusu, 1995) – Priabonian Superior – Rupelian Mediu

Este sinonim cu „Seria marină superioară” (Răileanu și Saulea, 1956) și „Grupul de Cluj” (Mészáros și Moisescu, 1991).

După ce s-a format nivelul superior al depozitelor continentale, are loc o scufundare în Eocenul Superior, fapt ce conduce la revenirea mării în partea vestică a regiunii Cluj-Napoca. Datorită instalării unui mediu cu apă de adâncimi reduse, la început s-au sedimentat depozite lagunare, o transgresiune ulterioară favorizând o sedimentare marină normală sub aspectul salinității pentru un timp mai îndelungat (Mészáros și Clichici, 1976).

Acest grup evidențiază primele elemente faunistice Oligocene, iar litologic este format cu preponderență din calcare cuprinse între formațiunile de Valea Nadășului și de Mera. În componența acestuia sunt incluse patru formațiuni: Jebucu, Calcarul de Cluj, Marnele de Brebi, „Formațiunea de Mera”, și un membru care este considerat ca făcând parte din Formațiunea de Brebi, reprezentat de Calcarul de Hoia (Rusu, 1995).

Mészáros și Moiescu (1991) folosesc pentru această serie denumirea de „Grupul de Cluj” în care includ „Stratele de Jebucu”, „Stratele de Cluj” și „Stratele de Brebi”, considerând Calcarul de Hoia ca făcând parte din „Grupul de Mera” (Mészáros și Ianoliu, 1989), în care includ partea terminală a „Stratelor de Brebi”, „Stratele de Hoia”, „Stratele de Mera” și partea bazală a „Stratelor de Moigrad”.

Formațiunea de Jebucu (Bombiță, 1984) – Priabonian Superior

Este echivalentă cu „Orizontul cu gips sau al calcarelor cu Anomia” + „Orizontul calcarelor cu Ostracode” (Koch, 1894), „Orizontul cu gipsuri superioare” (Răileanu și Saulea, 1956) sau cu „Orizontul marno-calcarelor cu anomii și al gipsurilor superioare” (Mészáros și Clichici, 1976). Mai este sinonimă cu „Gipsul superior” (Popescu et al. 1978), „Gipsul de Jebucu” (Bombiță, 1984), „Membrul gipsului de Jebucu” (Rusu, 1987).

În componența acestui orizont intră calcare cu *Anomia*, gipsuri și argile gipsifere, calcare oolitice, marne negricioase cu ostracode și dolomite cu gastropode de apă dulce (Popescu et al., 1978; Mészáros și Moiescu, 1991). Corespondentul acestei formațiuni în zona Meseș-Preluca îl reprezintă baza Formațiunii de Turbuța.

Formațiunea de Jebucu este considerată ca fiind de vârstă Priabonian Superior și aflurează pe Valea Nadășului, pe văile Gârbăului și Pleșca, pe Valea Căpușului, pe versantul stâng al Văii Someșului Mic, precum și în Cheile Baciului și Mănăștur. În toate aceste aflorimente s-a observat că depozitele au în bază argile care trec către partea superioară în marne și

mai apoi în calcare bogate în anomii și foraminifere, peste care se suprapun intercalații de argile și gipsuri (Mészáros și Clichici, 1976).

Calcarul de Cluj (Hofmann, 1879) – Priabonian Superior

După Koch (1894) această formațiune poartă denumirea de “Orizontul calcarului grosier superior” și este separată în patru orizonturi:

- Orizontul gipsului superior sau al marnelor și calcarelor cu *Anomia*
- Orizontul calcarelor cu ostracode
- Orizontul argilelor nefosilifere
- Orizontul calcarelor grosiere superioare.

Mai este sinonimă cu “Orizontul calcarului grosier superior” (Răileanu și Saulea, 1956), “Orizontul calcarelor grosiere superioare” (Mészáros, 1957; Dragoș, 1966), “Strate de Cluj” (Bombiță, 1963), “Calcar de Cluj” (Hofmann, 1879; Popescu et al., 1978; Rusu, 1987). A fost descris pentru prima dată de către Hofmann (1879), care i-a atribuit denumirea de „Stratele de Cluj”. Acest orizont este preponderent calcaros și se desfășoară în toată partea sudică a Bazinului Transilvaniei.

În jurul Clujului, aceste calcare apar sub forma unor bancuri masive de 30-60 m grosime, marnoase și nisipoase, bogate în specii de Lamelibranchiate, gastropode și echinide. O importanță stratigrafică o au taxonii *Vulsella* sp. și *Pholadomya puschi*, cel mai important bioorizont fiind considerat cel cu *Crassostrea transilvanica* (Răileanu și Saulea, 1955). Calcarele cu *Anomia* sunt considerate, de unii autori, ca făcând parte din Formațiunea Calcarului de Cluj (Popescu et al., 1978). O caracteristică a calcarului de Cluj o reprezintă prezența speciilor de *Nummulites fabiani* și *Nummulites incrassatus* (Bombiță, 1984; Papazzoni și Sirotti, 1995). La sud de municipiul Cluj-Napoca apar corali solitari și coloniali, acest aspect făcând unii autori să considere această unitate ca făcând parte dintr-un facies de recif (Popescu et al., 1978).

Calcarele grosiere reprezintă o specificitate pentru Cluj-Napoca și împrejurimi, întâlnindu-se de la Valea Gârbăului până pe Valea Pleșca, având o grosime de aproximativ 14 m. Mai sunt întâlnite în aflorimentele din versanții nordici ai capătului vestic al străzii Donath și în Cheile Baciului (Mészáros și Clichici, 1976). O expunere reprezentativă a fost cea din cariera Mănăștur, actualmente abandonată, de unde foarte recent o nouă specie de crocodil – *Diplocynodon kochi* – a fost semnalată (Venczel și Codrea, 2022).

Pe baza asociațiilor faunistice și a nannoplanktonului specific zonei NP 20, vârsta acestor depozite a fost atribuită Priabonianului Superior (Mészáros și Moisescu, 1991; Filipescu, 2011).

Formațiunea de Brebi (Hofmann, 1879) – Priabonian Superior – Rupelian Inferior

Este sinonimă cu „Marnele cu briozoare” (Hauer și Stache, 1863), „Marne de Brebi” (Hofmann, 1879), „Stratele cu briozoare” (Koch, 1894), „Orizontul marnelor și calcarelor cu *Nummulites fabianii*” + „Orizontul marnelor și calcarelor cu briozoare” (Vlaicu-Tătărâm, 1963), „Marnele cu *Nummulites fabianii*” + „Marnele cu briozoare” (Răileanu și Saulea, 1956), „Marne cu briozoare” (Bombiță, 1963), „Orizontul marnelor cu *Nummulites fabianii*” + „Orizontul marnelor cu briozoare” (Dragoș, 1966), „Orizontul marnelor cu briozoare” (Mészáros și Clichici, 1976), „Strate de Brebi” (Mészáros și Moisescu, 1991), „Marne de Brebi” (Popescu, 1978; Rusu, 1995), „Formațiunea de Brebi” (Filipescu 2011).

Depozitele acestei formațiuni se evidențiază la partea superioară a seriei marine prin dispariția nummuliților, în locul acestora dezvoltându-se briozoarele (Răileanu și Saulea, 1956).

Litologia formațiunii este destul de monotună, în masa pelitică a acesteia intercalându-se nivele de calcare și pe alocuri, lumașele cum ar fi cel de *Chlamys* (Popescu et al., 1978). Între Cluj-Napoca și Mera are o grosime de aproximativ 40 m și este reprezentat prin marne friabile nisipoase, vinete-albicioase cu briozoare în colonii tubulare, pectinide și ostreide de talie mică (Răileanu și Saulea, 1956).

Formațiunea are grosimi de 60 pana la 80 m și aflorează în aria Gilăului lângă satele Turea, Hodiș și Nădășelu, împrejurul Merei, în dealul Hoia, Valea Pleșca și în Cheile Baciului (Mészáros și Clichici, 1976).

Calcarul de Hoia (Koch, 1880) – Rupelian Inferior

După Koch (1880), formațiunea poartă numele de „Strate de Hoia”. Mai este sinonimă cu „Stratele marine inferioare bogate în moluște” (Hofmann, 1879), „Strate de Mera” (Răileanu și Saulea, 1956), „Stratele de Hoia” (Mészáros și Moisescu, 1991), „Calcarul de Hoia” (Rusu, 1995).

Litologia formațiunii este în principal calcarenitică, cu o grosime de până la 2 m, având cea mai bogată asociație de fosile paleogene din Transilvania,

ce însumează forme de alge, foraminifere, celenterate, briozoare, moluște, echinoderme, artropode, pești și mamifere (*fide* Baciș și Filipescu, 2002).

După cum am amintit, Calcarul de Hoia se regăsește în partea superioară a Formațiunii de Brebi, fiind acoperit de Formațiunea de Mera. Este tratat, de fapt, ca un membru în cadrul Formațiunii de Brebi (Rusu, 1995).

Depozitele formațiunii se dezvoltă peste Marnele cu briozoare, în Strada Uliului (Cluj- Napoca) a fost observat un nivel de marne roșii vărgate, gresii și conglomerate, peste care urmează un nivel de calcare cu *Cyrene* și depozite marnoase cu *Gryphaea gigantea*, care este acoperit la rândul său de o gresie calcaroasă cu *Cyrene* și forme de *Postamides* (Mészáros și Clichici, 1976).

După Koch (1894), vârsta Formațiunii de Brebi ar aparține Eocenului Superior, iar odată cu stratele de Hoia, la nivelul cărora trasează limita Eocen – Oligocen, ar debuta Oligocenul. Cu alte cuvinte, acesta considera că limita se poate trasa la nivelul Calcarului de Hoia.

Pe baza asociațiilor faunistice și în special a nannoplanktonului, Mészáros și Moiescu (1991) arată că limita Eocen-Oligocen se trasează de fapt la nivelul Formațiunii de Brebi, ai cărei taxoni au evidențiat prezența zonelor NP21 și NP22, specifici Priabonianului și Rupelianului. Pentru stratele de Hoia și Stratele de Mera, prezența nannoplanktonului specific zonelor NP22 și NP23, conferă vârsta Rupelian Inferior, respectiv Rupelian Mediu.

În aria Gilăului, Calcarul de Cluj află lângă comuna Baciș, pe valea Berecoaia, împrejurul satului Mera și lângă satele Petrindu și Tetișu. În Cluj-Napoca se găsește larg deschis în aflorimentele de pe strada Uliului și în pădurea Făget din apropierea cartierului Mănăștur.

Formațiunea de Mera (Koch, 1880) – Rupelian

Este sinonimă cu „Stratele de Mera” (Koch, 1880; Răileanu și Saulea, 1956; Mészáros și Moiescu, 1991), „Formațiunea de Mera” (Filipescu, 2011).

Mészáros și Clichici (1976) consideră „orizontul de Mera” o etapă regresivă a seriei marine superioare, urmată de o ridicare și instalarea regimului continental, datorată mișcărilor pirenene de la începutul oligocenului.

Litologia formațiunii este în general calcarenitică, însă în interiorul acesteia se găsesc intercalate nisipuri feldspatice sau pietrișuri andezitice, fapt pus pe manifestarea unei activități vulcanice în acea perioadă (Mészáros și Clichici, 1976).

Depozitele acestei formațiuni sunt bogate în fosile (*Scutella subtrigona*, *Cerithium*, *Natica crassatina*) și sunt alcătuite dintr-o alternanță de marne și argile nisipoase vinete-verzui, cu nisipuri verzui, gresii calcaroase și calcare bioclastice (Răileanu și Saulea, 1955; Filipescu, 2011).

Vârsta acestor depozite a fost stabilită cu ajutorul nannoplanktonului ca făcând parte din intervalul NP22-NP23 atribuit Rupelianului (Mészáros et al., 1989).

Formațiunea de Moigrad (Rusu, 1970) – Rupelian Mediu

Este sinonimă cu "stratele de Ticu" (*sensu* Koch, 1884; Răileanu și Saulea, 1956) și reprezintă al doilea orizont caracteristic Oligocenului din jurul Clujului. Mai este sinonimă cu „Strate de Moigrad” (Rusu, 1970; Mészáros și Moiescu, 1991).

Depozitele acestei formațiuni sunt alcătuite în cea mai mare parte din argile siltice roșii, verzui, brune sau cenușii-albăstrui, intercalate de gresii cenușii, nisipuri albe sau gălbui și gresii conglomeratice, la partea superioară întâlnindu-se intercalate între argile, strate subțiri de cărbuni ce sunt asociați faunei cu *Cyrena semistriata* (Răileanu și Saulea, 1955).

La Moigrad, aceste depozite ating 150 de metri în grosime iar caracterul depozițional atestă o depunere rapidă, într-un mediu acvatic, de câmpie fluvială (Rusu, 1970).

Vârsta acestor depozite a fost stabilită în relație de corespondență cu Formațiunea de Bizușa, a cărei taxoni au evidențiat prezența zonei NP23 specifice Rupelianului Mediu (Mészáros și Ianoliu, 1989).

În jurul municipiului Cluj-Napoca, aceste depozite afloră în Tăietura Turcului, la baza Cetățuiei și în proximitatea străzilor Dragalina și Rákoczi (Mészáros și Clichici, 1976). Foraje de mică adâncime au interceptat aceste depozite și pe strada Clinicilor, în Lucian Blaga (fosta Piața Păcii) și Calea Moșilor.

Deasupra acestor depozite, în ariile de sedimentare Gilău și Meseș, se întrevăde o lacună de sedimentare care este considerată a fi rezultatul mișcărilor pirenene din acea perioadă (Mészáros și Moiescu, 1991).

Formațiunea de Dâncu (Rusu, 1972) – Rupelian Superior

Depozitele formațiunii sunt alcătuite de sedimente argiloase-marnoase cu intercalații de cărbuni, depuse în facies salmastru și dulcicol, în care

fauna preponderentă este cea de moluște (*Corbula*, *Nucula*). În dealul Cetățuia, această formațiune atinge grosimi de 2-3 m (Rusu, 1972; Mészáros și Moisescu, 1991; Fărcaș, 2011).

Formațiunea de Gruia (Rusu, 1989) – Rupelian Superior

Rusu (1989) propune denumirea de „Gresia de Gruia” – care caracterizează partea inferioară a „Gresiei de cetate” – după numele cartierului de care aparține dealul Cetățuia, acolo unde această secțiune tip a fost descrisă. Koch (1894) folosește denumirea de „Strate de Cetățuia” pentru depozitele de gresii care acoperă Formațiunea de Moigrad. Mai este sinonimă cu „Stratele de Cetățuia” (Mészáros și Clichici, 1976) și „Strate de Gruia” (Mészáros și Moisescu, 1991).

Are grosimi de 20 până la 25 m și se prezintă sub forma unei succesiuni de gresii, nisipuri și conglomerate cu intercalații lumașelice lenticulare sau stratiforme.

IV. Neogenul

Formațiunea de Corușu (Hauer și Stache, 1863) – Acvitanian – Burdigalian Inferior

Această formațiune are un puternic caracter transgresiv și este alcătuită în bază din nisipuri cuarțoase-micacee care trec în pietrișuri cuarțitice, peste care se suprapune un nivel de nisipuri și gresii fosilifere friabile de culoare gălbui-ruginie, urmate de 2-3 m de nisipuri argiloase stratificate cu glauconit, subordonate de argile. Fosilele cele mai reprezentative acestei formațiuni sunt reprezentate de *Glycimeris fichteli*, *Chlamys gigas*, *Laevicardium kubecki*. Dintre acestea, *Chlamys gigas* este considerată a avea o deosebită importanță stratigrafică (Mészáros și Clichici, 1976; Moisescu și Popescu, 1980; Rusu, 1989; Popescu et., al 1995; Filipescu, 2011).

Pe baza asociațiilor de foraminifere specifice zonelor M1 și M2, Iva (1971) atribuie acestei formațiuni vârsta Eggenburgian.

Depozitele formațiunii au grosimi de 10 până la 40 m și aflurează în zona satului Coruș și la fosta carieră Coasta Mare (Cluj-Napoca).

Formațiunea de Chechiș (Hofmann, 1879) – Acvitanian – Burdigalian

Este formată din argile nisipoase, uneori glauconitice, peste care urmează o succesiune de argile marnoase, micacee, cu intercalații subțiri

de gresii calcaroase bogate în foraminifere. Depozitele acestei formațiuni au grosimi de 20 până la 80 m, și sunt desfășurate pe un areal restrâns în Valea Popeștilor, crescând în grosime spre nord-est de Coruș, unde ating grosimi de până la 40 m (Mészáros și Clichici, 1976; Popescu et al., 1995).

Formațiunea de Chechiș este dispusă peste Formațiunea de Coruș și acoperită la rândul ei de Formațiunea Dej. Aceasta aflorează în zona satului Coruș dar și la Coasta Mare, unde se prezintă sub forma unor petice reduse atât în grosime cât și în suprafață.

Pe baza asociațiilor de microfaună (ostracode, brizoare, bivalve etc.), a foraminiferelor aparținând biozonei *Globigerinoides trilobus*, cât și a nannoplanctonului aparținând zonelor NN2 și NN3, vârsta acestor depozite a fost stabilită ca fiind Eggenburgian (Aquitanian Superior – Burdigalian Inferior) (Mészáros, 1991; Mărunțeanu, 1991; Popescu et al., 1995).

Formațiunea de Hida (Hofmann, 1879; Koch, 1900) – Acvitanian – Burdigalian Superior

Depozitele acestei formațiuni sunt alcătuite din nisipuri și pietrișuri care apar sub formă de bancuri, intercalate pe alocuri de argile marnoase și uneori nisipoase. Caracteristicile generale ale depozitelor semnaleză prezența unui facies de sedimentare fluviatil-deltaic, care caracterizează la rândul lui o tendință regresivă la nivelul Miocenului Mediu. În fapt, odată cu aceasta formațiune se încheie ciclul de sedimentare al Miocenului Inferior din Bazinul Transilvaniei (Mészáros și Clichici, 1976; Filipescu, 2011).

Pe baza asociațiilor de nannoplankton specifice zonelor NN2 și NN4, vârsta acestor depozite a fost atribuită Burdigalianului (Mészáros, 1991).

Grupul de Câmpie (Koch, 1884)

Formațiunea de Dej (Popescu, 1970) – Badenian Inferior

Depozitele acestei formațiuni sunt alcătuite în cea mai mare parte dintr-o alternanță de tufuri dacitice și marne, iar în partea superioară, pe alocuri, se întâlnesc intercalații de calcare tufacee organogene. În partea inferioară se poate distinge un nivel mai grosier alcătuit din pietriș rulat ce cuprinde galeți de șisturi cristaline, roci eruptive, gresii și calcare de vârstă paleogenă sau chiar mezozoică (Popescu, 1975; Mészáros și Clichici, 1976).

Debutul sedimentării corespunde deschiderii unor căi de comunicare între Tethys și Parathetys de la începutul Miocenului Mediu (Filipescu 2011, *sensu* Popescu, 1975).

Asociațiile de nannoplancton sunt specifice zonelor NN4-NN5, atribuite Miocenului Mediu (Mészáros et al., 1991b; Mészáros și Filipescu 1991; Mészáros și Șuraru, 1991; Chira et al., 2000).

Formațiunea de Ocna Dejului (Mészáros, 1991) – Badenian Mediu

Este constituită din două faciesuri diferite, unul marnos cu gipsuri și altul cu sare, în zona internă, care s-au dezvoltat datorită regresiei marine și prin instalarea temporară a episoadelor lagunare.

Formațiunea de Iris (Filipescu, 1999) – Sarmațian Inferior

Este formată din depozite epiclastice fine cu intercalații subțiri de tufuri vulcanice depuse în condiții salmastre. Depozitele au o grosime de peste 50 m și au fost descrise pentru prima dată de către Gábos et al. (1985), urmând ca Mészáros et al., (1991b) să-i atribuie, pe baza nanoplanctonului, vârsta Volhynian Superior. Mészáros et al. (1991a) și Filipescu (1999), pe baza asociațiilor de foraminifere, conferă acestor depozite vârsta Volhynian Superior – Bessarabian Inferior.

Formațiunea de Feleac (Koch, 1884) – Sarmațian Mediu

Depozitele formațiunii sunt cu un pronunțat caracter litoral-neritic, fiind alcătuite din nisipuri, gresii, conglomerate și marne. Caracteristica reprezentativă a acestei formațiuni o reprezintă corpurile grezoase concreționare, formate prin cimentare diferențiată, ce poartă denumirea de „concrețiuni de Feleac”. (Mészáros și Clichici, 1976; Popescu et al., 1995; Chintăuan et al., 2018). Geneza acestora pornește de la un nucleu reprezentat de un litoclast sau rest organic precum cochilii de moluscă dar și resturi de vertebrate, precum vertebre de cetacee (Codrea, 2008).

V. Cuaternarul

Procesele de eroziune și acumulare specifice acestei epoci au dat naștere depozitelor fluviale de terasă și luncă, de vârstă Pleistocen și Holocen, alcătuite în principal de pietrișuri și nisipuri. Acestea sunt specifice văilor actuale și afluenților acestora.

4.1.2. Tectonica

Din punct de vedere tectonostratigrafic, bazinul Transilvaniei conține o succesiune sedimentară cu o grosime totală de până la 5 km a cărei acumulare a fost controlată de existența a patru faze tectonice majore: 1) Etapa de rifting (Cretacic Superior); 2) Etapa de dezvoltare a grabenelor (Paleogen); 3) Etapa de bazin flexural (Miocen Inferior); 4) Etapa de back-arc (Miocen Mediu-Superior) (Krézsek și Bally, 2006). Procesul de colaps al orogenelor Cretacicului Mediu a determinat formarea unor sisteme de rift extensionale la transtensionale (Krézsek și Bally, 2006). Umplutura acestora este alcătuită din depozite dezvoltate în facies de Gosau (Lupu și Lupu, 1983). Structurile de semigraben rezultate au fost inversate în timpul Paleocenului când s-au acumulat în principal depozite continentale fluviatile (Hosu, 1999). Sedimentarea din timpul Eocenului este de tip carbonatic (Rusu, 1995). Tranziția Eocen- Oligocen este marcată de o trecere progresivă de la depozite carbonatice marine de apă puțin adâncă la depozite clastice acumulate în sisteme de tip rampă (Krézsek și Filipescu, 2005). Această schimbare majoră se datorează și mișcărilor tectonice de rotație a blocurilor majore asociate cu Alpii de Est (Panaiotu, 1998; Marton și Fodor, 2003). După Badenian, evoluția sedimentară a Bazinului Transilvaniei a continuat într-un regim de back-arc, cu dezvoltare între Bazinul Pannonic (Tari și Horvath, 1995) și orogenul cutat al Carpaților (Săndulescu, 1988). În intervalul Badenian terminal – Pannonian Inferior are loc un proces accentuat de subsidență (Gârbacea, 1997). Prezența unor nivele de tufuri în succesiunea sedimentară poate fi asociată cu activitatea magmatică din timpul Neogenului, din Munții Apuseni și Carpații Orientali (Mârza și Mészáros, 1991; Krézsek și Filipescu, 2005).

Municipiul Cluj-Napoca și zona periurbană a acestuia se suprapune peste zona marginală monoclinală a Depresiunii Transilvaniei, dar și peste zona cutelor diapire. Cea dintâi se regăsește pe teritoriul municipiului și este reprezentată de depozite paleogene și miocene, deranjate de accidente tectonice. Ca linii majore de dislocație amintim falia de la vest de Sălicea, falia care se dezvoltă în aval de digul de la Someșul Mic, falia de la nord de gara Mera, faliile din dealul Viilor și din valea Gârbăului și falia Cetățuui. A doua zonă se regăsește în estul municipiului și se manifestă printr-o alternanță de structuri anticlinale și sinclinale, datorate diapirismului

sării badeniene (Mészáros și Clichici, 1976; Mészáros și Clichici, 1988; Baciș și Filipescu, 2002).

4.1.3. Pedologia

Solul din zona periurbană a municipiului Cluj-Napoca, caracteristic zonelor agricole și forestiere, este diversificat și se află în strânsă legătură cu factori geomorfologici, geologici și de mediu, fiind influențat direct de relief, roca din care provine, climă și vegetație. Cu totul altfel stă situația în zona urbană, unde solurile au fost puternic antropizate, nemaiputând fi vorba de un sol propriu-zis (Figura 25).

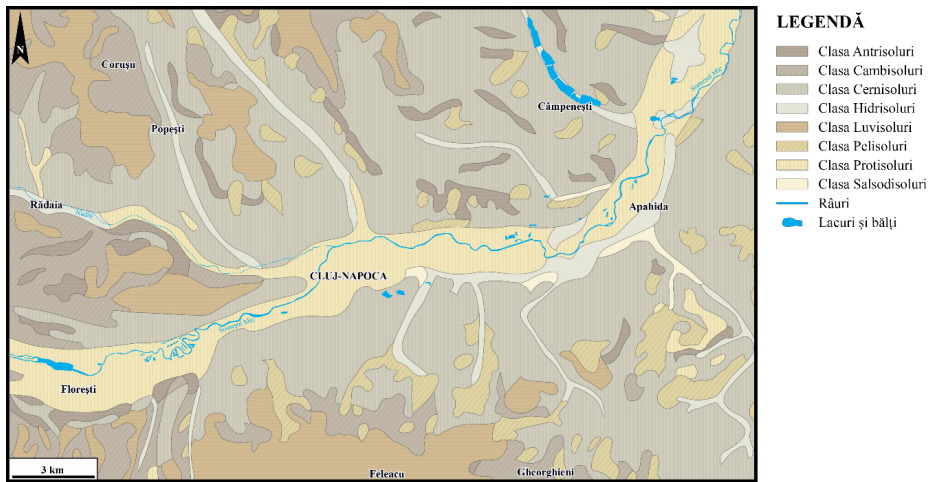


Figura 25. Harta pedologică restrânsă pentru clasele de sol specifice arealului studiat [modificată după Florea și Asvadurov (1994); hidrografia după maps.google.com].

Studii efectuate în împrejurimile municipiului Cluj-Napoca au evidențiat prezența solurilor din Clasa Cernisoluri (reprezentată prin cernoziomuri cambice, cernoziomuri argiloiluviale, pseudorendzine, rendzine și faeoziom), Clasa Luvisoluri (preluposoluri și luvosoluri), Clasa Hidrisoluri (reprezentată de stagnosoluri și gleisoluri), Clasa Salsodisoluri (reprezentată de solonceacuri și solonețuri), Clasa Protisoluri (reprezentată de aluviosoluri), Clasa Antrisoluri (reprezentată de erodisoluri), Clasa Pelisoluri (reprezentată de vertosoluri) și Clasa Cambisoluri (reprezentată de eutricambosoluri) (Piciu et al., 2002) (Figura 25).

Clasa Cernisoluri

Cuprinde soluri care au un orizont A molic (*Am*) sau A forestalic (*Amf*) urmat de orizonturi intermediare AC, AR, Bv sau Bt care au o grosime minimă de 10-15 cm. În primii 100 cm (în cazul kastanoziomurilor), 125 cm (în cazul cernisolurilor) sau chiar 200 cm (în cazul solului cu textură grosieră) se prezintă un orizont de acumulare a carbonaților alcalino-pământoși, cu textură mijlocie sau fină (Blaga et al., 2005).

Cernoziomul cambic (cernoziom haplic după clasificarea F.A.O) este definit de un orizont Am închis la culoare și un orizont Bv care are cel puțin în partea superioară culori de orizont molic cu crome mai mici de 3,5 în stare umedă. Orizontul *Am* are o grosime de 40-55 cm și culoare brun închisă până la negru, prezintă textură mijlocie sau mijlociu fină și structură glomerulară. Orizontul Bv, cu grosime de 30-60 de cm, prezintă o culoare brun-gălbuie, are textură mijlocie sau mijlociu-fină și structură columnoidă, prismatică. În schimb, datorită acumulării de CaCO_3 , orizontul *Cca* prezintă o culoare mai deschisă. Acesta din urmă nu este structurat. Datorită texturii și structurii glomerulare bine dezvoltate, cernoziomul cambic are o bună permeabilitate atât pentru apă cât și pentru aer, prezentând valori medii ale indicilor hidrofizici (Blaga et al., 2005).

Acest subtip de sol se formează prin procese pedogenetice precum bioacumulare și argilizare, fiind răspândit în toată Câmpia Transilvaniei pe un relief plan sau slab înclinat cu altitudini de 40-500 m. Este caracteristic unui climat cu precipitații medii anuale de 500-600 mm și temperaturi de 8,3-11,5 grade Celsius. Vegetația caracteristică este constituită din pălcuri de stejăriș în alternanță cu specii ierboase (Blaga et al., 2005).

În zona de studiu este întâlnit la nord-est de Cluj-Napoca, în Fânațele Clujului și la vest de comuna Baci, în zona Cheilor Baciului, materialul parental provenind, cu preponderență, din dezagregarea calcarelor eocene, marne, argile, dar și pietrișuri (Piciu et al., 2002).

Cernoziomul argiloiluvial (cernoziom luvic după clasificarea F.A.O) este definit printr-un orizont *Am* cu crome mai mici decât 2 și orizont *Bt* care are cel puțin la partea superioară culoare de orizont molic. Orizontul *Am* are o grosime de 35-45 cm și culoare închisă, negricioasă când e umed. Textura este mijlocie până la fină iar textura granulară. Orizontul *Bt* are o grosime de 100 cm, culoare brun gălbuie la bază (care trece către brun

închis la partea superioară), textură mijlocie fină și structură prismatică. În schimb, orizontul *Cca* are o culoare gălbuie albicioasă datorită prezenței CaCO_3 (Blaga et al., 2005).

Acest subtip de sol se formează pe loess, argile loessoide, argile și pietrișuri calcaroase fiind răspândit în toată depresiunea Transilvaniei în continuarea cernoziomurilor – spre zonele mai umede, pe un relief de câmpie, podișuri sau dealuri, cu altitudini de până la 550 m. Este caracteristic unui climat cu temperaturi medii anuale de 8,5-10,5 grade Celsius și precipitații medii anuale de 550-600 mm. Vegetația caracteristică este cea de silvostepă (Blaga et al., 2005).

Cernoziomul argiloiluvial este întâlnit pe o suprafață însemnată în lungul văii Chintăului și pe o suprafață mai mică de pe versantul nordic al Feleacului. Materialul parental al acestui tip de sol este cu precădere argila (Piciu et al., 2002).

Rendzina (leptosol calcaric după clasificarea F.A.O) este definită de un orizont *Am* și un orizont intermediar *AR*, *Bv*, *AC* cu crome sub 3,5 la umed, materialul parental fiind îndeosebi de natură carbonatică. Orizontul *Am* are o grosime de 20-40 cm, culoare neagră-brun cenușie, textură mijlocie și structură glomerulară. Orizontul *A/R* are 10-15 cm și este constituit de material scheletic și solificat. Orizontul *R* este caracterizat de prezența materialului parental calcaros sau dolomitic (Blaga et al., 2005).

Acest subtip de sol este răspândit îndeosebi în zonele montane, submontane și de podiș, pe un relief variat, cu altitudini de la 200-1800 m. Este caracteristic unui climat cu temperaturi medii anuale 2-11,5 grade Celsius și regim de precipitații cu medie anuală de 350-1400 mm. Vegetația caracteristică este specifică stepei și pajiștilor alpine (Blaga et al., 2005).

Este întâlnită pe suprafețe mai mari la vest de Cluj-Napoca, ocupând suprafețe mai mici în zona periurbană a municipiului, materialul parental fiind calcarele eocene (Piciu et al., 2002).

Faeoziomul (phaeozem după clasificarea F.A.O) reprezintă o definiție care reunește într-un singur tip de sol toate cernisolurile fără orizont *Cca* sau cu *Cca* sub 125 cm la umed. La această denumire au fost incluse și pseudoredzinele și solurile negre clinohidromorfe (Florea și Munteanu, 2012). Din punct de vedere morfologic, acesta mai prezintă un orizont *A* molic (*Am*) și un orizont intermediar *Bt*, *Bv* sau *AC* cu culori având crome

și valori sub 3,5 la umed. Orizontul *Am* are o grosime de 40-60 cm și culoare negricioasă până la brun închisă, textură mijlocie până la mijlociu-fină și structură granulară. Orizontul *A/C*, *Bv* sau *Bt* are culori închise, structură poliedrică subangulară sau prismatică. Orizontul *Ck* apare după 150 cm și are o structură masivă și urme fine de CaCO_3 . O caracteristică a acestui subtip de sol o reprezintă prezența peliculelor organo-minerale în orizontul intermediar. Materialul parental este reprezentat cu preponderență de depozite loessoide și argiloase, cu cantități relativ reduse de carbonat de calciu și mult mai puțin de depozite carbonatice (Blaga et al., 2005).

Acest subtip de sol se dezvoltă în special pe culmile interfluviale, pe versanții cu înclinație moderată, în zona montană întâlnindu-se doar în zonele depresionare. Condițiile climatice propice pentru dezvoltarea faeoziomurilor presupun valori ale temperaturii cu medii anuale de 7-9 grade Celsius și un regim de precipitații cu medii de 500-700 mm. Se formează sub influența vegetației ierboase mezohidrofile primare sau secundare, prin procese pedogenetice de bioacumulare și formare a humusului de tip mull-calcic (Blaga et al., 2005).

Pseudorendzina (phaeoziom carbonatic după clasificarea F.A.O) este întâlnită în stânga și în dreapta Văii Chintăului (la nord-est de Cluj-Napoca) și pe Valea Becaș (la sud de Cluj-Napoca), la sud de Someșeni (pe versanții Pârâului Murăturii și pe versantul estic al Văii Zăpodie), materialul parental fiind cu preponderență carbonatic (Piciu et al., 2002).

Solurile negre clinohidromorfe (phaeoziom gleizat după clasificarea F.A.O) sunt întâlnite pe versanți cu orientare nordică și la poalele versanților cu drenaj defectuos (Piciu et al., 2002).

Clasa Luvisoluri

Cuprinde soluri diferențiate textural, cu orizont *B* argic (*Bt*), în care predomină mineralele argiloase cu rețea cristalină și care au un grad de saturație în baze de peste 50 %, și o capacitate de schimb cationic ridicată (Ianoș, 2004). Orizontul argic apare de obicei în zona de subsuprafață și doar în cazul în care orizonturile superioare au fost îndepărtate de eroziune poate apărea aproape de suprafață. Se poate prezenta ca un strat continuu de acumulare a argilei sub formă de lamele, conținutul în argilă fiind semnificativ mai mare față de orizonturile superioare, dacă acestea nu au fost erodate. Datorită argilizării intense a acestui orizont, apa poate

stagna în profil, provocând o segregare a fierului și manganului care, prin procese de pseudogleizare și stagnogleizare vor produce pigmentări. Culoarea brună până la roșiatică este dată de natura compușilor de fier și/sau mangan prezenți la acest nivel. Asociat orizontului argic pot prezenta un orizont *O* vertic, iar în primii 50 m nu prezintă proprietăți gleice stagnice sau salsodice intense (Ianoș, 2004; Blaga et al., 2005; Florea și Munteanu, 2012). Luvisolurile se formează într-un climat temperat-umed și moderat călduros, având o vastă răspândire pe teritoriul României în zona câmpiilor înalte din nord-vest, pe terasele fluviatile vechi precum și în zonele piemontane precum Podișul Transilvaniei, Podișul Getic etc. (Ianoș, 2004). În această clasă sunt cuprinse tipurile de sol: Preluvosol, Luvosol, Planosol și Alosol, fiecare având subunități specifice.

Preluvosolurile se caracterizează prin prezența unui orizont *A* ocric sau molic (*Ao*, *Am*) și un orizont intermediar argic (*Bt*), cu crome peste 3,5 la umed. Sub această denumire sunt cuprinse solurile brune argiloiluviale și solurile brun-roșcate, care sunt tratate de noua clasificare ca subtipuri de preluvosol (Florea și Munteanu, 2012). În general, orizontul *Ao* are o grosime de 20-40 cm, culoare brună, cenușie sau brun-cenușie și structură granulară mijlocie sau mare. Orizontul *Bt* are o grosime de 110-140 cm, culoare brun-galbuie până la brun roșiatică, textură luto-argiloasă sau argilo-lutoasă și structură prismatică. Orizontul *Ck* are grosimi de sub 120 cm și este mai deschis la culoare, cu o textură variată în funcție de natura materialului parental. Acesta din urmă poate prezenta depuneri de carbonat de calciu care apar sub forma unor pete albicioase (Blaga et al., 2005).

Acest tip de sol se formează pe un relief divers, reprezentat de piemonturi, terase, platouri, versanți, culmi și câmpii înalte, cu o climă caracterizată de temperaturi medii anuale cuprinse între 6-11 grade Celsius și un regim de precipitații cu valori medii anuale de 500-900 mm. Vegetația caracteristică este diversă, fiind reprezentată atât de păduri de foioase precum și specii ierboase. Materialul parental este de asemenea variat, fiind provenit în principal din roci sedimentare (argile, loessuri, conglomerate, gresii nisipuri) și, mai rar, din roci cristaline (Blaga et al., 2005).

Solul brun-roșcat (luviosol cromatic) este întâlnit la vest de Cluj-Napoca, pe versantul stâng al Someșului Mic, denumirea acestuia fiind legată

de culoarea materialului parental, reprezentat de argilele roșii și argilele vărgate superioare (Piciu et al., 2002).

Solul brun argiloiluvial (luvisol haplic după clasificarea F.A.O), este cel mai des întâlnit, atât pe versanți cât și pe terasele din lungul Someșului Mic. Ca și în cazul cernoziomului argiloiluvial, materialul parental este în cea mai mare parte argilă (Piciu et al., 2002).

Luvosolurile sunt caracterizate de un orizont *A* ocric (*A_o*) urmat de un orizont *E* luvic (*E_l*) sau albic (*E_a*) și un orizont *B* argic (*B_t*), la care se mai poate adăuga un orizont *O* vertic. Orizontul *A_o* are o grosime de 15-20 cm, culoare brun-cenușie, textură luto-prăfoasă sau luto-argiloasă și structură granulară slab formată. Orizontul *E_l* sau *E_a*, cu o grosime de 30-40 cm, are culoare cenușiu-deschisă, textură grosieră lutoasă și structură plată, sau nu are structură. Orizontul *B_t*, cu o grosime de 140-180 cm, are culoarea brun-gălbuie, cu pete de stahnogleizare, textură luto- argiloasă și structură prismatică. Orizontul *C* este format din material provenit din roca parentală dezagregată, nu are structură și se dezvoltă sub 160 cm (Blaga et al., 2005). Sub denumirea de Luvosol sunt incluse și tratate drept unități ale acestuia solurile brune luvice, solurile brun roșcate luvice și luvisolul albic din vechea nomenclatură (Florea și Munteanu, 2012).

Acest tip de sol este specific zonelor de deal și podiș unde s-a format prin procese intense de eluviere-iluviere, pe structuri mai vechi reprezentate de terasele mijlocii și superioare care au permis procese îndelungate de solificare. Climatul caracteristic presupune temperaturi medii anuale cuprinse între 6-9 grade Celsius, precipitațiile însumând valori medii de 600-900 mm. Vegetația caracteristică este reprezentată de păduri de foioase, uneori conifere, în alternanță cu specii ierboase, iar materialul parental este alcătuit cu preponderență din material argilos dar și gresii, conglomerate și nisipuri (Blaga et al., 2005).

Solul brun luvic, ca și în cazul solului brun argiloiluvial, este desfășurat pe versanții și terasele Someșului Mic, iar materialul parental este tot argila (Piciu et al., 2002).

Luvisolul albic este întâlnit în zone cu altitudine mai ridicată, în Dealul Feleacului, Culmea Pleșcuța, materialul parental fiind reprezentat de argilă (Piciu et al., 2002).

Clasa Hidrisoluri

Cuprinde Stagnosoluri, Gleisoluri, Limnisoluri și soluri subacvatice ale lacurilor de mică adâncime, caracterizându-se prin proprietăți gleice sau stagnice intense, un orizont *A* limnic (*Al*) sau un orizont histic turbos (*T*) (Blaga et al., 2005).

Stagnosolurile sau solurile pseudogleice sunt soluri minerale, hidromorfe, care s-au format în urma unui exces de umiditate care se manifestă în primii 50 cm datorită permeabilității scăzute a orizonturilor. Morfologia profilului presupune un orizont *Aow* cu o grosime de 20-30 cm, culoare brună-cenușie și structură poliedrică angulară. Urmează un orizont *ABW* cu o grosime de 10-20 cm, de culoare cenușie-verzuie și structură poliedrică subangulară. La acesta se adaugă un orizont *BtW* cu grosimi de 50-90 cm, de culoare cenușiu-verzui și structură poliedrică angulară. La peste 120 de cm poate apare un orizont *C*, de culoare cenușie, nestructurat (Blaga et al., 2005).

Acest tip de sol este specific zonelor moderat călduroase și umede de deal și podiș, cu temperaturi medii anuale de 6-9 grade Celsius și valori medii ale precipitațiilor care depășesc 600 mm. Rar apar și în zone mai secetoase de stepă și silvostepă. Vegetația caracteristică este reprezentată de păduri de foioase în alternanță cu specii ierboase iar materialul parental este constituit în principal din argile cu carbonat de calciu și depozite loessoide (Ianoș, 2004; Blaga et al., 2005).

Gleisolurile sau solurile gleice, au proprietăți gleice și sunt umede permanent sau temporar, fiind caracterizate de procese pedogenetice de reducere la mică adâncime, care se reflectă în partea superioară a profilului prin pigmentări specifice (pete). Textura acestora este de obicei luto-argiloasă și argiloasă, uneori lutonisipoasă, ceea ce conferă permeabilitate scăzută a acestora la apă și aer (Blaga et al., 2005; Florea și Munteanu, 2012). Gleisolurile se definesc printr-un orizont *O* și/sau *A* molic (*Am*), ocric (*Ao*) sau umbric (*Au*). Morfologia profilului presupune un orizont *A* (*Am*, *Ao*, *Au*) cu grosime de 15-50 cm, culoare închisă (neagră, brună, cenușie) textură, în general, argiloasă și luto-argiloasă, uneori luto-nisipoasă sau nisipo-lutoasă și structură granulară. Orizontul *Ago*, cu grosimea de 15-30 cm, are o culoare închisă, cenușiu-brunie și pete vineții, ruginii și textură variată, fiind slab structurat. Orizontul *Gr* are o culoare mozaicată datorat excesului de umiditate, și se dezvoltă sub adâncimea de 50 cm (Blaga et al., 2005).

Acest tip de sol se dezvoltă în zone climatice din cele mai diverse, caracterizate de valori medii anuale ale temperaturilor de 8-11 grade Celsius și chiar mai mici de 7 grade Celsius. Precipitațiile medii anuale sunt cuprinse între 400-700 mm, dar pot depăși 700 de mm în zonele cu regim hidroclimatic excedentar. Vegetația caracteristică este cea de fâneață sau fâneață mlaștină, alcătuită cu preponderență din specii ierboase, iar materialul parental este de origine fluviatilă sau fluvio-lacustră. Ariile joase precum luncile și terasele inferioare reprezintă relieful propice de dezvoltare al acestor soluri, datorită posibilității cantonării apei freactice la adâncimi mai mici de 1-2 m (Blaga et al., 2005).

În arealul studiat, solurile gleice și solurile pseudogleice au caracter local și sunt întâlnite pe suprafețe mici pe Valea Caldă, Valea Murătorii și Valea Zapodie (Piciu et al., 2002).

Clasa Salsodisoluri

Salsodisolurile sau solurile halomorfe conțin un exces de săruri și se dezvoltă cu preponderență în regiuni aride sau semiaride dar și în alte regiuni cu sezon uscat mai pronunțat. Cea mai mare parte a sărurilor este formată din ioni de sodiu care rezultă din procesul de formare al argilei, prin alterarea silicaților. Odată cu aceștia, cu o contribuție mai mică, apar ionii de clor și dioxid de carbon. Alături de orizonturile principale *A* ocric (*Ao*), *A* molic (*Am*) sau *A* și *B* cambic sau natric, salsodisolurile prezintă un orizont diagnostic salic (*sa*) sau natric (*na*) în primii 50 de cm (Ianoș, 2004; Blaga et al., 2005).

Solonceacurile prezintă la partea superioară a profilului de sol o acumulare accentuată de săruri solubile, de regulă în primii 50 de cm, care reprezintă nimic altceva decât orizontul salic (*sa*) ce se află greșit pe orizontul *A* sau pe alte orizonturi din apropierea suprafeței. Morfologia profilului presupune un orizont *A* ocric salic (*Aosa*) cu o grosime de 10-20 cm, culoare brun-cenușie la umed și cenușie în stare uscată, textură grosieră până la mijlociu-fină și structură granulară slab dezvoltată. În continuarea căruia se dezvoltă un orizont *Agosc*, cu grosimi de 10-15 cm, de culoare brun-cenușie închisă cu pete brune sau cenușii și slab structurat. În fine, orizontul *Gosc* cu dimensiuni variabile, are culoare brun-cenușie cu pete cenușii și brun roșiatice și structură masivă. Toate aceste orizonturi prezintă acumulări

de săruri ușor solubile sub formă de eflorescențe, vinișoare și chiar cristale (Ianoș, 2004; Blaga et al., 2005).

Acest tip de sol este răspândit în zone depresionare cu terenuri slab drenate, specifice teraselor joase ale râurilor, deltelor, sau zonelor joase de litoral, precum și podișurilor înconjurată de munți. Rareori sunt întâlnite în zonele colinare, pe versanți cu înclinări variate. Condițiile climatice de formare a soloncelurilor presupun existența unui sezon uscat și relativ călduros care să favorizeze o evapotranspirație intensă care să depășească precipitațiile cel puțin într-o parte a anului. Astfel, media temperaturii anuale este mai mare de 9 grade Celsius iar regimul de precipitații are valori ale mediilor anuale mai mici de 600 mm. Vegetația caracteristică este reprezentată în special de specii ierboase halofile, iar materialul parental este constituit din depozite salifere miocene, depozite aluviale sau aluvio-proluviale bogate în săruri solubile provenite din sedimentarea inițială sau salinizate secundar (Ianoș, 2004; Blaga et al., 2005; Florea și Munteanu, 2012).

Soloncelurile sunt condiționate pe de o parte de salinitatea materialului parental și pe de altă parte de condițiile de drenaj deficitare, fiind afectate de salinitate în partea inferioară a profilului. Se prezintă sub forma unui orizont *A* ocriu sau molic, urmat de un orizont argic natric (*Bt_{na}*). Uneori, intermediar, este prezent un orizont *E* luvic (*El*) sau albic (*Ea*). Din punct de vedere morfologic, orizontul *A_o* are o grosime de 3-20 cm, culoare brună, structură granulară. Atunci când apare, orizontul *El* are grosimi de 2-25 cm, culoare brună-cenușie și o structură lamelară. Orizontul *Bt_{na}*, cu grosimi de 20-60 de cm, este compact în stare uscată și extrem de adeziv în stare umedă, are o culoare brună, textură fină și structură columnară sau prismatică. Un orizont *C* poate să apară la adâncimi de peste 40 cm, cu acumulări de carbonat de calciu (Blaga et al., 2005).

Acest tip de sol se dezvoltă în condițiile unui relief cumulativ, pe terenuri slab drenate din zonele depresionare, câmpii joase și văi largi, uneori pe versanții cu expunere sudică sau sud-estică. Condițiile climatice propice pentru dezvoltarea soloncelurilor presupun o medie a temperaturii anuale mai mare de 9 grade Celsius și un regim de precipitații cu valori ale mediei anuale mai mici de 600 mm. Vegetația caracteristică este reprezentată în special de specii ierboase halofile și nehalofile, iar materialul parental este

constituit din material detritic sedimentar care conține cantități moderate sau mari de săruri (Ianoș, 2004; Blaga et al., 2005; Florea și Munteanu, 2012).

Solonceacurile și solonețurile sunt întâlnite, pe un areal foarte restrâns, în Dezmir și Cojocna, în zona cutelor diapire, și sunt formate prin spălarea sărurilor de pe dealurile unde există în subasment sare (Piciu et al., 2002).

Clasa Protisoluri

Cuprinde soluri care se află într-un stadiu incipient de formare și care nu au încă profil diferențiat sau orizonturi diagnostice, trăsăturile morfogenetice fiind foarte slab dezvoltate. Prezintă doar orizont *A* sau /și *O*, slab formate, trecerea făcându-se direct la rocă (*Rn* sau *Rp*) sau un orizont *C* provenit din materiale parentale (Florea și Munteanu, 2012). Acestea se dezvoltă pe suprafețe discontinui, în regiuni cu relief accidentat sau în arii cu relief mai domol precum luncile râurilor.

Aluviosolurile sau solurile aluviale sunt soluri care se dezvoltă din material aluvic provenit din depozite fluviatile, fluvio-lacustre sau lacustre recente, care au cel mult un orizont *A* (*Am*, *Au*, *Ao*) care este urmat de roca parentală. Astfel, morfologia profilului de sol cuprinde orizontul *Ao* cu o grosime de 20-50 cm, de culoare brună-cenușie sau brună-negricioasă, textură grosieră până la fină, cu structură medie sau slabă. Acesta este urmat de un orizont *C* reprezentat de materialul parental aluvial (Blaga et al., 2005).

Acest tip de sol se dezvoltă în unitățile de relief joase, fiind specific luncilor tuturor cursurilor de apă. În arealul studiat solurile aluviale sunt întâlnite cu preponderență în luncile Someșului Mic și Nadășului.

Clasa Antrisoluri

Cuprinde soluri care au un orizont superior puternic antropizat, cel puțin pe o grosime de 50 de cm, prin procese de erodare sau decopertare care permit resturilor de orizont *B* sau *C* să ajungă la suprafață (Blaga et al., 2005).

Erodisolurile sunt soluri a căror profil a fost supus eroziunii și/sau decopertării, în special prin procese antropice și care prezintă la suprafață un orizont *Ap* (de sub 20 cm), provenit din orizontul *B* sau *C* ori din *AB* sau *AC*. Acestea se dezvoltă îndeosebi în regiuni de deal și podiș, pe versanți cu înclinație mare, unde nu s-au aplicat măsuri de protecție în ceea

ce privește eroziunea generată de agricultură sau acolo unde s-au produs decopertări, alunecări sau deflație eoliană datorate factorului antropic. Materialul parental este constituit din roci detritice sedimentare și/sau carbonatice (Blaga et al., 2005).

În aria de studiu, erodisolurile sunt întâlnite pe unii versanți cu înclinare mare și cu orientare sudică (Piciu et al., 2002).

Clasa Pelisoluri

Cuprinde soluri cu un orizont diagnostic pelic (*z*) sau vertic (*y*) în primii 20 cm, cu limita inferioară până la 100 cm. De asemenea, în primii 50 de cm, nu prezintă proprietăți stagnice, gleice sau salsodice intense. Din această clasă fac parte pelosolurile și vertosolurile, la care au fost adăugate solurile foarte argiloase care nu au caractere tipice de vertosol (Blaga et al., 2005).

Vertosolurile (Vertisoluri) sunt soluri argiloase în care predomină smectitul. Conținutul mare de minerale argiloase expandabile pot determina fenomene de contracție-gonflare care, în sezonul uscat produc crăpături extinse. Acestea se caracterizează printr-un orizont vertic de minim 50 cm care apare la suprafață și continuă până la peste 70 cm. Morfologia profilului de sol debutează cu orizontul A vertic (*A_y*), cu o grosime de 15-40 cm, de culoare neagră-cenușie, textură fină și structură poliedrică sau bulgăroasă în partea inferioară. Urmează un orizont B vertic (*B_y*) care poate depăși 100 cm adâncime, de culoare brun-închisă, cu textură fină și structură sfenoidală. Peste 100 cm adâncime se prezintă un orizont C, de culoare brun-gălbuie și pete roșcate sau ruginii, cu textură fină și structură masivă (Ianoș, 2004; Blaga et al., 2005; Florea și Munteanu, 2012).

Acest tip de sol se dezvoltă în regiunile de dealuri, piemonturi sau în zone depresionare și de câmpie, la altitudini de până la 600 m. Condițiile climatice propice pentru dezvoltarea vertosolurilor presupun o medie a temperaturii anuale care variază de la 6-7 la 9-10 grade Celsius și un regim de precipitații cu valori ale mediei anuale cuprinse între 530 și 900 mm. Vegetația caracteristică este reprezentată de specii higrofile și specii ierboase specifice stepei sau pădurilor, materialul parental fiind constituit din material detritic cu conținut mai mare de 30 % de argilă gonflată (Blaga et al., 2005).

Clasa Cambisoluri

Cuprinde soluri cu un orizont diagnostic *B* cambic (*Bv*), nediferențiate textural. Profilul este alcătuit în general de un orizont *A* (*Am*, *Au* sau *Ao* urmat de orizontul *Bv*, la care se poate adăuga un orizont organic (*O*), pelic (*z*) sau vertic (*y*) (Blaga et al., 2005).

Eutricambosolurile au un orizont *Ao* cu grosimea de 10-40 cm și culoare brun-închisă și o structură subangulată mică și mare. Orizontul *Bv*, de grosime 20-100 cm are culoare brună sau brună închisă și structură poliedrică angulară. La acesta se adaugă un orizont *C*, care apare la adâncimi variabile, iar în unele cazuri un orizont *R* apare asociat orizontului *Bv* (Blaga et al., 2005). Textura acestora este foarte variată, în funcție de materialul parental foarte divers din care provin, și care poate fi atât de natură magmatică (bazalt, diabaze etc.), metamorfică (amfibolite, piroxenite etc.), dar și sedimentară (gresii, conglomerate, marne, argile, calcare etc.). Condițiile climatice propice pentru dezvoltarea eutricambosolurilor presupun temperaturi medii anuale de 6-8 grade Celsius și un regim anual de precipitații de 600-800 mm. Vegetația este specifică etajului montan și submontan, dominată de păduri de foioase dar și de amestec (Blaga et al., 2005).

4.2. Sumarul statisticii

Cele 272 de măsurători ale concentrației radonului din interior sunt reprezentate prin media anuală, provenită din valorile rezultate din cele două campanii de măsurători din proiectul SMART-RAD-EN. În ceea ce privește măsurătorile de radon în sol, pe transecte geologice, acestea sunt reprezentate prin media aritmetică a valorilor concentrațiilor de radon măsurate în cele 3 puncte, pentru fiecare locație în parte. De asemenea, având în vedere că permeabilitatea a fost stabilită pentru fiecare punct, aceasta este reprezentată în continuare fie ca medie aritmetică (Permeabilitate), geometrică (M.G. permeabilitate) sau mediană (Mediană permeabilitate) a celor 3 măsurători pentru fiecare locație. Mai mult, în ceea ce privește măsurătorile în sol, datele au fost analizate și sub aspectul potențialului și indicelui de radon

Neznal (R.P. și R.I. Neznal) și Kemski (R.I. Kemski), dar și a concentrației de radon exprimată prin media aritmetică (CRn în sol), geometrică

(M.Geom. CRn) și mediană (Mediana CRn) acesteia, pentru fiecare locație. În plus, un potențial de radon (Potențial din M. Geom.) a fost calculat prin logaritizarea concentrației de radon exprimată prin media geometrică. Statistica descriptivă a măsurătorilor de radon din interior și din probe de sol este prezentată în Tabelul 13, unde AM este media aritmetică, SD este deviația standard, GM este media geometrică și Med. este mediana.

Tabelul 13. Sumarul statisticii pentru măsurătorile de radon în interior și în sol pentru Cluj-Napoca.

Tipul măsurătorii	Nr. total	Min.	Max.	A.M.	S.D.	G.M	Med.
CRn în interior (kBq/m ³)	272	10	1221	148	152	102	91
CRn în sol (kBq/m ³)		5,2	77,7	25,8	13,3	22,7	24,2
M.Geom.CRn		4,3	77,6	25,2	13,1	22	23,4
Mediana CRn		5,5	78,6	25,5	13,6	22,3	23,4
Potențial din M.Geom.		2,2	108,8	18,8	14,4	15	16,6
Permeabilitate		1,58·10 ⁻¹³	5,02·10 ⁻¹¹	9,21·10 ⁻¹²	1,04·10 ⁻¹¹	4,75·10 ⁻¹²	5,68·10 ⁻¹²
M.G. permeabilitate		1,58·10 ⁻¹³	4,83·10 ⁻¹¹	6,14·10 ⁻¹²	7,64·10 ⁻¹²	3,08·10 ⁻¹²	3,93·10 ⁻¹²
Mediană permeabilitate		1,57·10 ⁻¹³	4,9·10 ⁻¹¹	7,43·10 ⁻¹²	9,79·10 ⁻¹²	3,03·10 ⁻¹²	4,03·10 ⁻¹²
R.P. Neznal		2	146				22
R.I.. Neznal		Scăzut	Mediu	Ridicat			
		23	93	23			
R.P. Kemski		Nivel 1	Nivel 2	Nivel 3	Nivel 4		
		10	18	64	59		

După cum se observă din Tabelul 13, în ceea ce privește media anuală a concentrației de radon din interior (CRn în interior), au fost măsurate minime de 10 Bq/ m³ și maxime de 1221 Bq/ m³. Media aritmetică și media geometrică sunt 148, respectiv 102 Bq/ m³, iar mediana este 91 Bq/ m³.

Din punct de vedere al concentrației de radon din sol, reprezentată prin media aritmetică a valorilor măsurate în 3 puncte de probare, s-au înregistrat valori minime de 4,3 kBq/ m³ și valori maxime de 77,7 kBq/ m³, cu mediile aritmetică și geometrică de 25,8, respectiv 22,7 kBq/ m³, mediana fiind trasată la valoarea de 24,2 kBq/ m³. Concentrația de radon reprezentată prin media geometrică (M. Geom. CRn) a prezentat valori similare, având minime și maxime de 4,3 respectiv 77,6 kBq/ m³, o medie aritmetică și geometrică de 25,2, respectiv 22 kBq/ m³ și mediana trasată la valoarea de 23,4 kBq/ m³. Valori similare a prezentat și concentrația

de radon din sol exprimată prin mediana valorilor măsurate în cele trei puncte, având minime și maxime de 5,5, respectiv 78,6 kBq/m³, cu medii aritmetică și geometrică de 25,5 respectiv 22,3 kBq/m³ și mediana trasată în jurul valorii de 23,4 kBq/m³. În schimb, cum era de așteptat, concentrația de radon exprimată prin potențial din media geometrică a concentrației de radon, a prezentat minime și maxime de 2, respectiv 108,8 kBq/m³, cu media aritmetică și geometrică de 18,8, respectiv 15 kBq/m³ și o mediană trasată la 16,6 kBq/m³.

Media permeabilității celor 3 puncte de probare pentru fiecare locație a prezentat valori minime de $1,58 \cdot 10^{-13}$ și maxime de $5,02 \cdot 10^{-11}$, cu medie aritmetică și geometrică de $9,21 \cdot 10^{-12}$, respectiv $4,75 \cdot 10^{-12}$ și o mediană de $5,68 \cdot 10^{-12}$.

Din punct de vedere al potențialului de radon Neznal, s-a înregistrat un potențial minim de 2 și unul maxim de 146, mediana fiind reprezentată de un potențial de 22. De asemenea, în ceea ce privește indicele de risc la radon Neznal, s-au înregistrat 23 de valori cu indice scăzut, 93 cu indice mediu și 23 cu indice ridicat.

Din punct de vedere al potențialului de radon Kemski, 10 măsurători sunt clasate în nivelul 1 de risc, 18 în nivelul doi, 64 în nivelul 3 și 59 în nivelul 4.

Bibliografie (Cap. 4)

- Baciu, C., Filipescu, S., 2002. Structura geologică. In: Cristea, V., Baciu, C., Gafta, D. (eds.).
- Municipiul Cluj-Napoca și zona periurbană. Studii Ambientale, 25-36 pp.
- Balintoni, I., 1997. Geotectonica terenurilor metamorfice din România. Editura Carpatica, Cluj Napoca, 176 pp.
- Blaa, G., Filipov, F., Udrescu, S., Rusu, I., Vasile, D., 2005. Pedologie. Editura AcademicPres, Cluj- Napoca, 402 pp.
- Bombiță, G., 1963. Poziția Ilerdianului și a Biarritzanului în România. Observații și propuneri cu privire la noua împărțire a Eocenului. Asociația Geologică Carpato-Balcanică, 3(1): 97-105.
- Bombiță, G., 1984. Le Napocien, vingt ans apres sa definition. Revue de Paléobiologie, 3(2): 209-217.

- Bombiță, G., Moiescu, V., 1968. Données actuelles sur le Nummulitique de Transylvanie Mémoires du Bureau de recherches géologiques et minières, 28(2): 941-948.
- Böckh, J., 1876. *Brachydiastematherium transilvanicum* Böckh et Maty, ein neues Pachydermen-Genus aus den eocänen Schichten Sibenburgens. Mitteilungen aus dem Jahrbuch der Ungarischen Geologischen Anstalt, 4: 125-150.
- Burchfiel, B.C., 1976. Geology of Romania. Geological Society of America, Special Paper, 158: 82 pp.
- Chintăuan, I., Horga, M., Codrea, V., 2018. Concrețiuni grezoase din România: de la știință la exuberanța formei. Editura Născut Liber, Bistrița, 100 pp.
- Chira, C., Filipescu, S., Codrea, V., 2000. Paleoclimatic evolution in the Miocene from the Transylvanian Depression reflected in the fossil record. Geological Society, London, Special Publication, 181(1): 55-64.
- Codrea, V., 2008. A fossil-bearing “Feleacu Concretion” in Vâlcele (Cluj District). Studii și Cercetări, Bistrița, Geology-Geography, 13: 19-22.
- Codrea, V., Săsăran, E., 2002. A revision of the Rona Member. Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Geologia, 47(2): 27-36.
- Codrea, A.V., Godefroit, P., 2008. New Late Cretaceous dinosaur findings from Northwestern Transylvania (Romania). Comptes Rendus Palevol, 7: 289-295.
- Codrea, V., Jipa-Murzea, C., Csiki, Z., Barbu, O., 2010: Maastrichtian dinosaurs in SW Transylvania (Romania). Scientific Annals, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, Proceedings of the XIX CBGA Congress, Thessaloniki, Greece, Special volume, 99: 69-74.
- Dragoș, V., 1966. Paleogenul din regiunea Călățele-Huedin. Anuarul Comitetului de Stat al Geologiei, 35: 347-395.
- Dumitrescu, I., 1957. Asupra faciesurilor și orizontării Cretacicului superior și Paleogenului în Bazinul Lăpușului (nordul Depresiunii Transilvaniei). Lucrările Institutului de Petrol și Gaze, 3: 19-44.
- Fărcaș, C., 2011. Studiul formațiunilor continentale Eocen terminale și Oligocen timpurii din NV-ul Depresiunii Transilvaniei - biostratigrafie și reconstituiri paleoambientale, pe baza asociațiilor de vertebrate continentale. Rezumatul Tezei de doctorat, Universitatea Babeș-Bolyai din Cluj Napoca, 50 pp.
- Filipescu, S., 1999. The Significance of Foraminifera Fauna from the Feleac Formation (Transylvanian Basin, Romania). Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Geologia, 44(2): 125-131.

- Filipescu, S., 2011. Cenozoic lithostratigraphic units in Transylvania. In: Bucur, I., Săsăran, E. (eds.). *Calcareous algae from Romanian Carpathians. Field trip Guidebook*. Presa Universitară Clujeană, 37-48.
- Florea, N., Asvadurov, H., 1994. Harta solurilor Republicii Socialiste România. Foaia 10 Cluj, L-34- XII, 1:200.000. Institutul de Cercetări pentru Pedologie și Agrochimie, București.
- Florea, N., Munteanu, I., 2012. Sistemul Român de Taxonomie a Solurilor (SRTS). Institutul Național de Cercetare-Dezvoltare Pentru Pedologie, Agrochimie și Protecția Mediului-ICPA, București, 206 pp.
- Gârbacea, R., 1997. The Pliocene to Recent tectonic evolution of the Eastern Carpathians (Romania). PhD Thesis, Tubinger Geowissenschaftliche Arbeiten (TGA), Tubingen, A-35: 136 pp.
- Gábos, L., Zólya, L., Zólya, É., Ghiurcă, C., Bartha, Z.S., 1985. Contribuții la cunoașterea formațiunilor sarmațiene din Dealul Colina (Cluj-Napoca). *Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Geologia- Geografia*, 30: 29-33.
- Gheerbrant, E., Codrea, V., Hosu, A., Sen, S., Guernet, C., De Lapparent de Broin, F., Riveline, J., 1999. Découverte de vertébrés dans les Calcaires de Rona (Thanétien ou Sparnacien), Transylvanie, Roumanie: les plus anciens mammifères cénozoïques d'Europe Orientale. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 92: 517-535.
- Ghergari, L., Mészáros, N., Zotoiu, B., 1987. Recherches mineralogiques et petrographiques sur les formations de la serie marine inferioeure de Leghia (Departement de Cluj). The Eocene From the Transylvanian Basin. University of Cluj-Napoca, Geology-Mineralogy Department, Special Issue, Cluj-Napoca, 255-260.
- Gheța, N., 1984. The Eocene of NW Transylvania. A New Biochronostratigraphic Zonation Based on Calcareous Nannoplankton. *Dări de Seamă ale Ședințelor, Ministerul Geologiei, Institutul de Geologie și Geofizică*, 69(3): 95-106.
- Hanomolo, I.M., Hanomolo, A., 1962. Geologia și petrografia regiunii Someș-Muntele Rece-Măguri- Mănăstireni-Căpuș. *Dări de Seamă ale Comitetului Geologic*, 67: 97-113.
- Hauer, F., Stache, G., 1863. *Geologie Siebenbürgens*. Braumüller, Wien, 637 pp.
- Hofmann, K., 1879. Bericht über die im östlichen Theile des Szylágyer Comitatus während der Sommer-campagne 1878 vollführten geologischen Specialaufnahmen. *Földtani Közloni*, 9(5- 6): 231-283.

- Hosu, A., 1999. Arhitectura sedimentației depozitelor Eocene din nord-vestul Depresiunii Transilvaniei. Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca, 224 pp.
- Ianoș, G., 2004. Geografia solurilor cu noțiuni speciale de pedologie. Editura Mirton, Timișoara, 318 pp.
- Iva, M., 1971. Microfaune de la coupe type des couches de Coruș. Mémoires - Institut de Géologie et de Géophysique, București, 14: 53-70.
- Jipa, D., 1994. Large scale progradation structures in the Romanian Carpathians: facts and hypotheses. Anuarul Institutului Geologic, 64: 455-464.
- Joja, T., 1956. Observații de ordin stratigrafic în regiunea din jurul orașului Jibou. Anuarul Comitetului de Geologie, 29: 309-322.
- Koch, A., 1880. Über das Tertiär in Siebenbürgens. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, 1: 283-285.
- Koch A., 1884. Bericht über die im Klausenburger Randgebirge im Sommer 1883 ausgeführte geologische. Jahresbericht der Kön. Ungarische Geologischen Anstalt für 1883, 2: 64-87.
- Koch, A., 1894. Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landes- theile. I. Paläogene Abtheilung. Mitteilungen aus den Jahrbuch der Kön. Ungarische Geologischen Anstalt, 10(6): 177-399.
- Koch, A., 1900. Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgische Landes- theile. II Neogene Abtheilung, Budapest, 370 pp.
- Krézsek, C., Filipescu, S., 2005. Middle to Late Miocene sequence stratigraphy of the Transylvanian Basin (Romania). Tectonophysics, 410(1-4): 437-463.
- Krézsek, C., Bally, A.W., 2006. The Transylvanian Basin (Romania) and its Relation to the Carpathian Fold and Thrust Belt: Insights in Gravitational Salt Tectonics. Marine and Petroleum Geology, 23(4): 405-442.
- Lazăr, C., Întorsureanu, I., 1982. Contribuții la cunoașterea zăcămintului de fier de la Mașca-Băișoara – Munții Apuseni. Dări de Seamă ale Ședințelor, Institutul de Geologie și Geofizică 66(2): 45- 69.
- Lupu, D., Lupu, M., 1983. Biostratigraphische und fazielle Merkmale der "Gosauformation" im Apuseni Gebirge. Anuarul Institutului Geologic și Geofizic, 59: 95-100.
- Marton, E., Fodor, L., 2003. Tertiary paleomagnetic results and structural analysis from the Transdanubian Range (Hungary): rotational disintegration of the Alcapa Unit. Tectonophysics, 363: 201-227.
- Mărunțeanu, M., 1991. Spreading of the Miocene calcareous nannofossils in the intracarpathian and extracarpathian areas of Romania. INA Newsletter, Prague Abstracts, 13(2): 55-56.
- Mârza, I., Mészáros, M., 1991. Les tuffs volcaniques de Transylvanie: historique, valeur theorique et pratique dans le developpement de la geologie Transylvaine.

- In: Bedelean, I., Ghergari, L., Mârza, I., Mészáros, M., Nicorici, E., Petrescu, I. (eds.), *The Volcanic Tuffs from the Transylvanian Basin, Romania*. University of Cluj-Napoca, Geology-Mineralogy Department, Special Issue, Cluj-Napoca, 11-21 pp.
- Mészáros, N., 1957. Fauna de moluște a depozitelor paleogene din nord-vestul Transilvaniei. *Academia Republicii Populare Române, București*, 174 pp.
- Mészáros, N., 1960. Studiul litofacial și paleogeografic al depozitelor marine eocen medii de la vest și sud-vest de Cluj. *Studia Universitatis Babeș-Bolyai*, 2(1): 87-104.
- Mészáros, N., 1991. Nannoplankton Zones in the Miocene Deposits of the Transylvanian Basin. *INA Newsletter*, 13(2): 59-60.
- Mészáros, N., Clichici, O., 1976. Pe poteci cu banuței de piatră. Ghid geologic al zonei Cluj. Editura Sport-Turism, București, 166 pp.
- Mészáros, N., Clichici, O., 1988. La geologie du Municipie Cluj-Napoca. *Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Geologia-Geographia*, 33(1): 51-57.
- Mészáros N., Ianoliu C., 1989. Nannoplankton zones in the Oligocene deposits of the Northwestern Transylvanian Basin. In: Petrescu, I. (ed.). *The Oligocene from the Transylvanian Basin*, Romania. University of Cluj-Napoca, Geology-Mineralogy Department, Special Issue, Cluj-Napoca, 157-162.
- Mészáros, N., Filipescu, S., 1991. Le nannoplankton du Complexe du Tuf de Dej (Rîpa Dracului). *The volcanic tuffs from the Transylvanian Basin, Romania*. University of Cluj-Napoca, Geology-Mineralogy Department, Special Issue, Cluj-Napoca, 79-81.
- Mészáros, N., Moisescu, V., 1991. Bref aperçu des unités lithostratigraphiques du Paléogène Nord-Ouest de la Transylvanie (région de Cluj-Huedin), Roumanie. *Bulletin d'information des géologues du bassin de Paris*, 28(2): 31-39.
- Mészáros, N., Șuraru, N., 1991. Le nannoplankton et les foraminifères du Complexe du Tuf de Dej de la région Șoimeni-Pîglișa. *The volcanic tuffs from the Transylvanian Basin, Romania*. University of Cluj-Napoca, Geology-Mineralogy Department, Special Issue, Cluj-Napoca, 83- 88.
- Mészáros, N., Moga, V., Ianoliu, C., 1987. Studying the various groups of fossil organisms of Leghia - Leghia Băi. *The Eocene from the Transylvanian Basin, Romania*. University of Cluj-Napoca, Geology-Mineralogy Department, Special Issue, Cluj-Napoca, 143-150.
- Mészáros, N., Moisescu, V., Rusu, A., 1989. The Merian, a new substage of the Mesogean Oligocene. *The Oligocene from the Transylvanian Basin*. University of Cluj-Napoca, Geology-Mineralogy Department, Special Issue, Cluj-Napoca, 31-54.

- Mészáros, N., Petrescu, I., Mârza, I., 1991a. Contributions to the study of Miocene formations bearing volcanic tuff from the Colina Iris quarry (Cluj-Napoca). The volcanic tuffs from the Transylvanian Basin, Romania. University of Cluj-Napoca, Geology-Mineralogy Department, Special Issue, Cluj-Napoca, 55-61.
- Mészáros, N., Nicorici, E., Ianoliu, C., 1991b. Le nannoplankton et la microfaune du Complexe du Tuf de Dej de la région Cluj-Napoca. The volcanic tuffs from the Transylvanian Basin, Romania. University of Cluj-Napoca, Geology-Mineralogy Department, Special Issue, Cluj-Napoca, 73- 78.
- Moisescu, V., Popescu, Gh., 1980. Chattian - Badenian biochronology in Romania by means of molluscs. Anuarul Institutului de Geologie și Geofizică, 56: 205-224.
- Mureșan, I., 1974. Contributions a l'étude des banatites et des pyroclastites de la bordure du Nord-Est des Montagnes Gilău. Bulletin de Volcanologie 38(4): 1157-1180.
- Mureșan, I., 1980. Geologia și petrografia bordurii de nord-est a Munților Gilău. Editura Academiei Republicii Socialiste România, 127 pp.
- Mutihac, V., Ionesi, L., 1974. Geologia României. Editura Tehnică, București, 646 pp.
- Niță Pion, P., Vasilescu, G., Vasilescu, M., 1966: Contribuții la stratigrafia depozitelor eocene din regiunea Huedin-Călățele-Păniceni (regiunea Cluj). Dări de Seamă ale Institutului de Geologie, 52(1): 301-316.
- Nopcsa, F., 1905. A Gyulafehérvár, Déva, Ruszkabánya és a Romániai határ közé eső vidék geológiája. A magyar Királyi földtani Intézet Évkönyve, Budapest, 14: 82-254.
- Panaiotu, C., 1998. Paleomagnetic constrains on the geodynamic history of Romania. In: Ioane, D. (Ed.), Monograph of Southern Carpathians Reports on Geodesy, 7: 205-216.
- Papazzoni, C.A., Sirotti, A., 1995. Nummulite biostratigraphy at the Middle/ Upper Eocene boundary in the northern Mediterranean area. Revista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 101(1): 63- 80.
- Paraschiv, D., 1979. Romanian Oil and Gas Fields. Institutul de Geologie și Geofizică, Studii Tehnice și Economice, Bucharest, A(13): 382 pp.
- Piciu, T., Simihăian, M., Stan, G., 2002. Aspecte pedologice. In: Cristea, V., Baciuc, C., Gafta, D. (eds.).
- Municipiul Cluj-Napoca și zona periurbană. Studii ambientale. Editura Accent, 25-36.
- Popescu, B., 1978. On the lithostratigraphic nomenclature of the NW Transylvania Eocene. Revue roumaine de géologie, géophysique et géographie. Série de Géologie, 22: 99-107.

- Popescu, B., 1984. Lithostratigraphy of cyclic continental to marine eocene deposits in NW Transylvania, Romania. Archives des Sciences - Université de Genève, 37(1): 37-73.
- Popescu, B., Bombiță, G., Rusu, A., Iva, M., Gheța, N., Olteanu, R., Popescu, D., Tăutu, E., 1978. The Eocene of the Cluj-Huedin Area. Dări de Seamă ale Ședințelor, 64: 295-357.
- Popescu, G., 1970. Planktonic Foraminiferal Zonation în the Dej Tuff Complex. Revue roumaine de géologie, géophysique et géographie. Série de Géologie 14(2): 189-203.
- Popescu, G., 1975. Etudes des foraminifères du Miocène inférieur et moyen du nord-ouest de la Transylvanie. Memoriile Institutului de Geologie și Geofizică, 23: 5-121.
- Popescu, G., Mărunțeanu, M., Filipescu, S., 1995. Neogene from Transylvania Depression. Guide to Excursion A1. 10th Congress RCMNS. Romanian Journal of Stratigraphy, 76(3): 27.
- Răileanu, G., Mészáros N., 1966: Studiul geologic al Complexului vărgat inferior din Nord-Vestul Transilvaniei. Studii și cercetări de Geologie, Geofizică și Geografie. Seria Geologie, 11(2): 451-462.
- Răileanu, G., Saulea, E., 1955. Contribuții la orizontarea și cunoașterea variațiilor de facies ale paleogenului din regiunea Cluj și Jibou (NV Bazinului Transilvaniei). Revista Universității "C.I. Parhon" și a Politehnicii, 8: 233-245.
- Răileanu, G., Saulea, E., 1956. Paleogenul din regiunea Cluj și Jibou (NV bazinului Transilvaniei). Anuarul Comitetului Geologic, 29: 272-308.
- Răileanu, G., Saulea, E., 1967. Republica Socialistă România, Harta Geologică. Foaia 10 Cluj, L-34- XII, 1:200.000. Comitetul de Stat al Geologiei, Institutul Geologic, București.
- Rusu, A., 1970. Corelarea faciesurilor Oligocenului din regiunea Treznea-Bizușa (NV Bazinului Transilvaniei). Studii și Cercetări Geologie, Geofizică, Geografie. Seria Geologie, 15(2): 513- 525.
- Rusu, A., 1972. Semnalarea unui nivel cu *Nucula compta* în bazinul Transilvaniei și implicațiile lui stratigrafice. Dări de Seamă ale Institutului Geologic, 58(4): 265-282.
- Rusu, A., 1987. Ostreina biohorizons in the Eocene of North-West Transylvania (Romania). The Eocene from the Transylvanian Basin, Romania. University of Cluj-Napoca, Geology- Mineralogy Department, Special Issue, Cluj-Napoca, 175-182.
- Rusu, A., 1989. Problems of correlation and nomenclature concerning the Oligocene formations in NW Transylvania. The Oligocene from the Transylvanian Basin,

- Romania. University of Cluj- Napoca, Geology-Mineralogy Department, Special Issue, Cluj-Napoca, 67-78.
- Rusu, A., 1995. Eocene formations in the Călata region (NW Transylvania): a critical review. *Romanian Journal of Tectonics and Regional Geology*, 76: 59-72.
- Sabău, I., Venczel, M., Codrea, V., Bordeianu, M., 2021. *Diplocynodon*: a salt water eocene crocodile from Transylvania?. *North-Western Journal of Zoology* 17(1):117-121.
- Săndulescu, M., 1984. *Geotectonica României*. Editura Tehnică, București, 335 pp.
- Săndulescu, M., 1988. Chapter 2: Cenozoic Tectonic History of the Carpathians. In: Royden, L.H., Horvath, F. (eds.). *The Pannonian Basin: A Study in Basin Evolution*. American Association of Petroleum Geologists, Special Volumes, 113: 17-25.
- Săndulescu, M., Visarion, M., 1978. Considérations sur la structure tectonique du soubassement de la Dépression de Transylvanie. *Dări de Seamă Institutul de Geologie și Geofizică*, 64: 153-173.
- Săsăran, L., Săsăran, E., 2003. Facies analysis of the Late Cretaceous deposits from Corni Quarry (North-Eastern border of Gilău Mountains). *Studia UBB Geologia*, 48(2): 81-94.
- Săsăran, L., 2011. Upper Cretaceous deposits from the North-Eastern edge of Gilău Mountains (Northern Apuseni Mountains). In: Bucur, I., Săsăran, E. (eds.). *Calcareous algae from Romanian Carpathians*, 33-36.
- Ștefan, A., Lazăr, C., Întorsureanu, I., Horvath, A., Gheorghită, I., Bratosin, I., Șerbănescu, A., Călinescu, E., 1985. Petrological Study of the Banatic Eruptive Rocks in the Eastern Part of the Gilău Mountains. *Dări de Seamă ale Institutului Geologic și Geofizic*, 69: 215-247.
- Ștefan, A., Lazăr, C., Berbelec, I., Udubașa, G., 1988. Evolution of banatitic magmatism in the Apuseni Mts. and associated metallogenesis. *Dări de Seamă ale Institutului Geologic și Geofizică*, 72-73(2): 195-213.
- Ștefan, A., Roșu, E., Andar, A., Robu, L., Robu, N., Bratosin, I., Grabari, G., Vajdea, E., 1992. Petrological and geochemical features of banatitic magmatites in northern Apuseni Mountains. *Romanian Journal of Petrology*, 75: 97-115.
- Tari, G., Horvath, F., 1995. Middle Miocene extensional collapse in the Alpine-Pannonian transition zone. In: Horvath, F., Tari, G., Bokor, C. (eds.), *Hungary: Extensional Collapse of the Alpine Orogen and Hydrocarbon Prospects in the Basement and Basin Fill of the Western Pannonian Basin*. American Association of Petroleum Geologists International Conference and Exhibition, 10–13 September, Nice, 6th Field Trip Notes, 75-105.
- Venczel, M., Codrea, V., 2022. A new late Eocene alligatoroid crocodyliform from Transylvania.

Comptes Rendus Palevol, 21(20): 411-429.

Vlaicu-Tătărâm, N., 1963. Stratigrafia Eocenului din regiunea de la Sud-Vest de Cluj. Editura Academiei Republicii Socialiste România, 204 pp.

5

Capitolul

Rezultate

5.1. Analiza măsurătorilor de radon rezidențial, în raport cu geologia și pedologia zonei de studiu (Cluj-Napoca)

Cele 272 de măsurători de radon din interior reprezintă tot atatea locații care se suprapun peste 12 tipuri de soluri care, pentru o mai bună evaluare din punct de vedere statistic, au fost împărțite în 9 clase: Clasa Protisoluri (Proti.), Clasa Cambisoluri (Camb.), Clasa Cernisoluri (Cern.), Clasa Hidrisoluri (Hidr.), Clasa Luvisoluri (Luv.), Clasa Pelisoluri (Peli.), Clasa Salsodisoluri (Sals.). Din punct de vedere geologic, cele 272 de locații se suprapun peste 12 depozite geologice identificate prin vârste, care au fost comasate la randul lor în epoci geologice din același considerent statistic. În Eocen (Eoc.) am cuprins Lutețian și Priabonian, în Oligocen (Olg.) a fost cuprins Kiscelian, Oligocen-Miocen (OlgMc.) cuprinde Egerian, Miocenul (Mc.) cuprinde Eggerian – Ottnangian, Badenian și Sarmățian, Pleistocen (Pl.) cuprinde etajele inferior, mediu și superior, iar Holocen (Hol.) etajul inferior și cel mediu. În Tabelul 14 și Figura 26 se poate observa frecvența măsurătorilor pentru fiecare epocă geologică, respectiv clasă de sol.

Tabelul 14. Frecvența măsurătorilor de radon în interior specifică fiecărei perioade geologice și clasă de sol.

GEOLOGIE	Frecvență	Pondere (%)	PEDOLOGIE	Frecvență	Pondere (%)
Hol.	89	32,7	Camb.	9	3,3
Pl.	85	31,5	Cern.	125	46
Mc.	64	23,5	Hidr.	23	8,5
OlgMc.	10	3,7	Luv.	19	7
Olg.	17	6,3	Peli.	8	2,9
Eoc.	7	2,6	Proti.	85	31,3
			Sals.	3	1,1
Total	272				

După cum se poate observa în tabelul 14, majoritatea măsurătorilor au fost efectuate în case care se află deasupra depozitelor pleistocene (31,3 %) și holocene (32,7 %), cu o pondere totală de 64 (%). Acest lucru este explicabil deoarece municipiul se dezvoltă, în mare parte, pe valea Someșului Mic, unde acest tip de depozite de terasă sau de luncă sunt caracteristice.

Miocenul a fost interceptat într-o pondere de 23,5 % dintre măsurători, fiind urmat, la distanță mare, de Oligocen (6,3 %), Oligocen-Miocen (3,7 %) și Eocen (2,6 %).

Din punct de vedere pedologic, 46 % dintre măsurători s-au efectuat în case care se suprapun peste soluri din Clasa Cernisoluri și 31,3 % în case care se suprapun peste soluri din Clasa Protisoluri. O pondere mult mai mică o au măsurătorile din casele care se suprapun peste solurile din clasele Hidrisoluri (8,5 %), Luvisoluri (7 %), Pelisoluri (2,9 %), Cambisoluri (3,3%), Salsodisoluri (1,1%).

Statistica descriptivă cu privire la intervalul de valori măsurate pentru fiecare epocă geologică și clasă de sol în parte este prezentată succint în Tabelul 15.

După cum se poate observa în tabelul 15, respectiv în Figura 27, cele mai mari valori pentru epocile geologice sunt înregistrate pentru Pleistocen și Holocen cu 1221, respectiv 701 Bq/m³. De asemenea, acestea prezintă și cele mai mari valori ale mediei aritmetice (192.9 Bq/m³ Pleistocen și 160,9 Bq/m³ Holocen) și ale medianei (132 Bq/m³ Pleistocen și 121 Bq/m³

Tabelul 15. Statistica descriptivă a măsurătorilor de radon din interior, exprimată prin media anuală, pentru fiecare epocă și tip de sol.

RADON ANUAL (Bq/m ³)					
GEOLOGIE	Min.	Max.	A.M.	S.D.	Med.
Hol.	10	701	169,9	144,3	121
Pl.	19	1221	192,9	200,9	132
Mc.	10	366	96,1	76,9	67
Olg.Mc.	30	370	143,5	116,7	97
Olg.	23	162	67,8	38,6	51
Eoc.	32	283	116,4	89,2	76
PEDOLOGIE					
Camb.	30	272	96,2	77,5	75
Cern.	10	1221	151,8	176,1	87
Hidr.	44	584	141,5	121,2	94
Luv.	10	266	85,3	74,7	55
Peli.	20	223	100,8	69,6	73
Proti.	19	701	155,1	142,2	99
Sals.	45	287	156	122,3	136

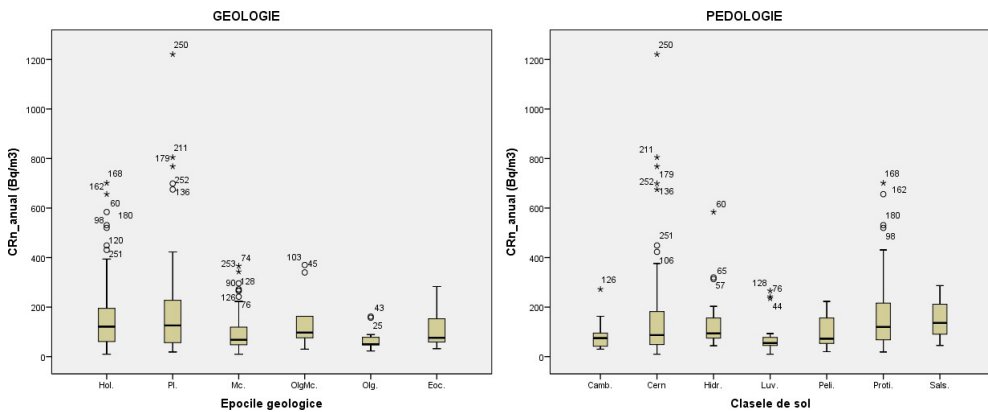


Figura 27. Distribuția concentrației de radon măsurate în interior în funcție de epoca geologică și clasa de sol.

Holocen). Totodată, Miocenul și Oligocen-Miocenul prezintă maxime de 366, respectiv 370 Bq/m³, medii aritmetice de 96,1, respectiv 143,5 Bq/m³, cu mediane de 67, respectiv 97 Bq/m³. Eocenul și Oligocenul prezintă cele mai mici maxime, de 283, respectiv 162 Bq/m³, însă media aritmetică (116.4 Bq/m³) și mediana (76 Bq/m³) valorilor măsurate pentru Eocen sunt mai mari decât a corespondentelor pentru Miocen. Bineînțeles, acest lucru poate avea legătură cu frecvența măsurătorilor pentru fiecare vârstă în parte. Tot din acest punct de vedere putem presupune că diferența relativ mare dintre mediile aritmetice și medianele valorilor concentrațiilor de

radon din interior, reprezentative pentru cele 6 vârste geologice, poate fi influențată și de frecvența cu care s-au făcut măsurătorile. Cu toate acestea, Pleistocenul și Holocenul au prezentat cele mai mari valori măsurate în interior.

Același model este observat și pentru soluri, acolo unde frecvența mare a măsurătorilor pare a fi corelată cu cele mai mari maxime și medii aritmetice. Protisolurile și Cernisolurile prezintă cele mai mari maxime (701 respectiv 1221 Bq/m³), cu toate că media aritmetică (155,1, respectiv 151,8 Bq/m³) și mediana (99, respectiv 87 Bq/m³) sunt mai mici decât în cazul Clasei Salsodisoluri (pentru aceasta din urmă doar mediana care este

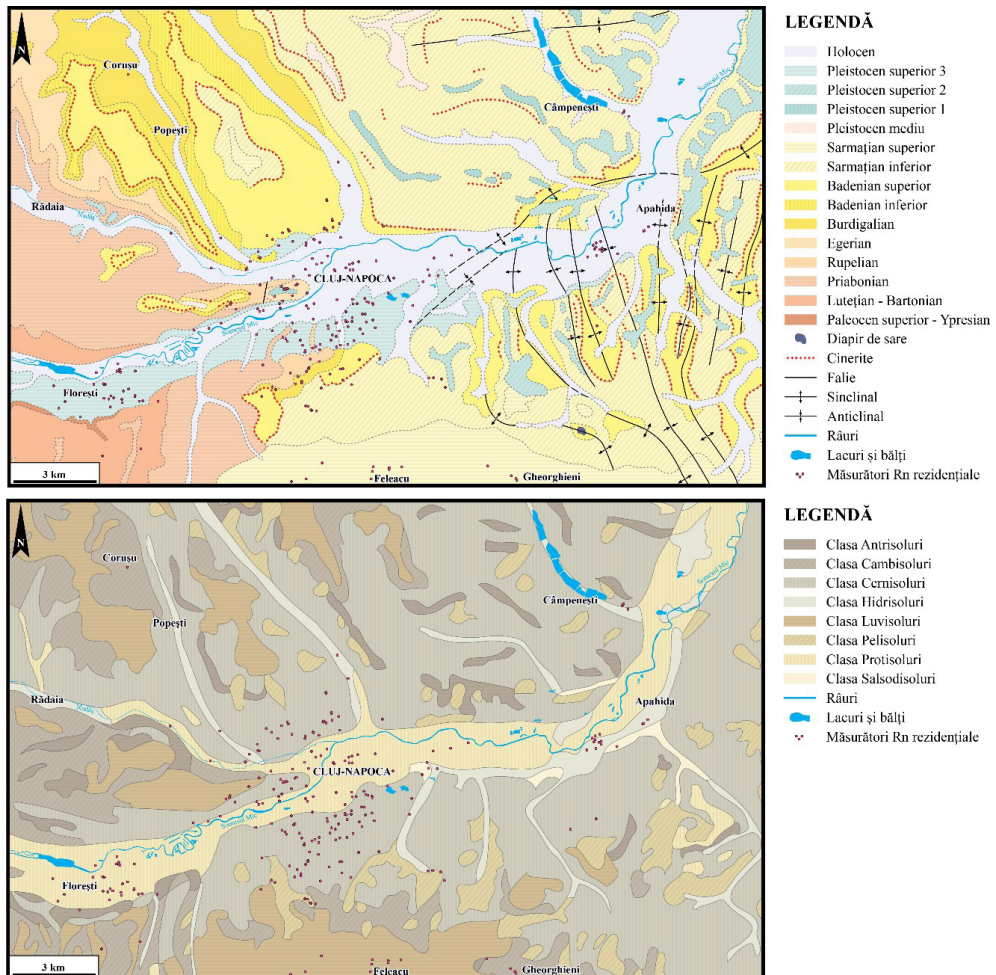


Figura 26. Distribuția punctelor de măsurători rezidențiale în funcție de geologie și pedologie [modificată după Răileanu și Saulea (1967), Florea și Asvadurov (1994); hidrografia după maps.google.com]

trasată la 136 Bq/m^3), deși cea din urmă a prezentat maxime 287 Bq/m^3 . Din nou, acest lucru este explicabil prin prisma frecvenței măsurătorilor care poate influența aceste valori. Valori relativ mari au fost înregistrate și în cadrul Clasei Hidrisoluri, cu maxime de 584 Bq/m^3 , o medie aritmetică a valorilor de $141,5$ și mediana de 87 Bq/m^3 . Cele mai mici valori maxime, medii aritmetice și mediane s-au înregistrat pentru clasele Luvisoluri (Max. = 266 Bq/m^3 ; A.M. = $85,3 \text{ Bq/m}^3$; Med. = 55 Bq/m^3), Pelisoluri (Max. = 223 Bq/m^3 ; A.M. = $100,9 \text{ Bq/m}^3$; Med. = $72,5 \text{ Bq/m}^3$) și Cambisoluri (Max. = 272 Bq/m^3 ; A.M. = $96,2 \text{ Bq/m}^3$; Med. = 75 Bq/m^3). O chestiune inedită poate fi observată în graficele de tip box-plot de la figura 29, și anume că, în aparență, există un model de distribuție a valorilor mari (excesive) în ceea ce privește relația dintre Pleistocen și Cernisoluri, respectiv Holocen și Protisoluri.

Dacă analizăm Tabelul 16, pentru variabilele dependente PEDOLOGIE și GEOLOGIE, observăm că, în cazul măsurătorilor realizate în zonele de dezvoltare a solurilor din Clasa Protisoluri, cu excepția a două cazuri, acestea s-au suprapus peste depozitele holocene (50 de ori) și pleistocene (33 de ori). În ceea ce privește solurile din Clasa Cernisolurilor, acestea au avut o mult mai largă răspândire, acoperind, în proporții diferite, toate formațiunile geologice luate în calcul în momentul de față. Cea mai mare pondere o reprezintă depozitele pleistocene cu un număr de 50 de înregistrări, urmate de cele miocene (35 de ori), holocene (16 ori), oligocene (11 ori), oligocen-miocene (9 ori) și eocene (4 ori).

Tabelul 16. Tabelul de contingență privind distribuția măsurătorilor în funcție de vârsta geologică și tipul de sol.

GEOLOGIE	PEDOLOGIE							Total
	Camb.	Cern.	Hidr.	Luv.	Peli.	Proti.	Sals.	
Hol.	1	16	18	1	0	50	3	89
Pl.	0	50	1	1	0	33	0	85
Mc.	8	35	4	11	6	0	0	64
OlgMc.	0	9	0	0	0	1	0	10
Olg.	0	11	0	4	2	0	0	17
Eoc.	0	4	0	2	0	1	0	7
Total	9	125	23	19	8	85	3	272

Analizând modelele de distribuție ale valorilor și modelele de încrucișare, se poate observa, la prima vedere, o tendință de distribuție a valorilor mari în funcție de geologie, fiind caracteristice în special Pleistocenului dar și Holocenului.

Aplicând testele de normalitate Kolmogorov-Smirnov și Shapiro-Wilk, pentru a verifica distribuția datelor, a rezultat că acestea nu au o distribuție normală (nivel de semnificație $p < 0,05$) după cum se poate observa atât în Tabelul 17 precum și în diagrama de la Figura 28.

Tabel 17. Testul de normalitate a distribuției datelor de radon din interior.

Test de Normalitate						
	Kolmogorov-Smirnov			Shapiro-Wilk		
	Statistică	df	Sig.	Statistică	df	Sig.
Rn_anual	0,187	272	0	0,712	272	0

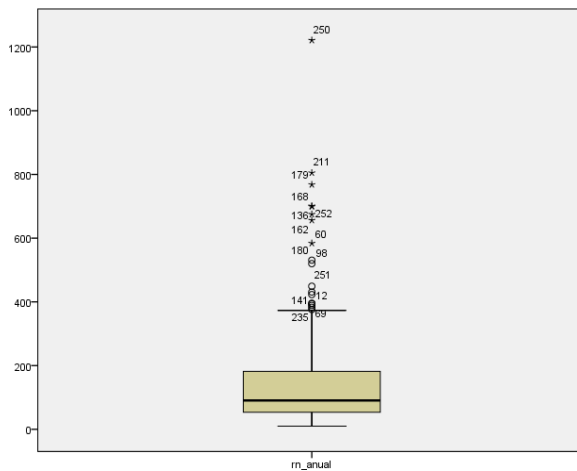


Figura 28. Diagrama box-plot în care se poate observa distribuția anormală a datelor de radon din interior.

Luând în considerare acest aspect, precum și faptul că anumite clase au puține valori, s-a aplicat testul neparametric pentru eșantioane independente Kruskal-Wallis. Acesta a fost aplicat pentru concentrația de radon rezidențial, în funcție de geologie, respectiv pedologie. Nivelul de semnificație a fost ales la 0,05. Pentru clasele de sol nu apare nicio diferență semnificativă statistic ($p = 0,054$). În schimb, pentru epocile geologice apare o diferență semnificativă statistic ($p < 0,05$), mai precis între Oligocen și

Holocen (Olg-Hol.) ($p = 0,025$), Oligocen și Pleistocen (Olg.-Pl.) ($p = 0,008$), Miocen și Holocen (Mc-Hol.) ($p = 0,026$), Miocen și Pleistocen (Mc.-Pl.) ($p = 0,004$), după cum reiese din analiza post-hoc Dunn. În Figura 29 se poate analiza diagrama de comparație dintre perechile implicate.

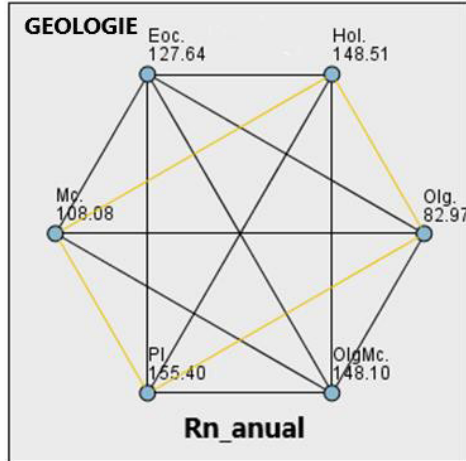


Figura 29. Diagrama de comparație între perechi pentru variabila geologie, în funcție de concentrația de radon anuală (Rn_anual).

Pentru normalizarea distribuției datelor, valorile de radon rezidențial au fost logaritmate. Prin aplicarea testului one-way Anova s-a urmărit interacțiunea dintre variabilele GEOLOGIE și PEDOLOGIE asupra radonului rezidențial exprimat prin logaritm din media anuală, care a indicat un impact semnificativ statistic pentru interacțiunea dintre epocile geologice și clasele de sol ($p = 0,013$).

Prin calcularea coeficientului de corelație Pearson, s-a obținut o corelație acceptabilă între GEOLOGIE și PEDOLOGIE ($r = -0,141$, $p < 0,05$). În schimb nu s-a obținut nicio corelație semnificativă statistic între variabilele GEOLOGIE și PEDOLOGIE și concentrația de radon rezidențial ($p > 0,05$).

5.2. Analiza măsurătorilor de radon din sol, în raport cu geologia și pedologia zonei de studiu (Cluj-Napoca)

Și în cazul măsurătorilor în sol, împărțirea formațiunilor geologice și pedologice traversate s-a restrâns tot în epoci geologice și clase de sol. Prin cele trei transecte geologice au fost interceptate, prin măsurători, toate epocile geologice și clasele de sol de la măsurătorile rezidențiale, în plus față de acestea a fost interceptată o clasă suplimentară reprezentată de Clasa Antrisoluri (Antr.). În tabelul 18 și diagramele de la Figura 30, precum și în Figura 32 se poate observa frecvența măsurătorilor pentru fiecare epocă geologică, respectiv clasă de sol.

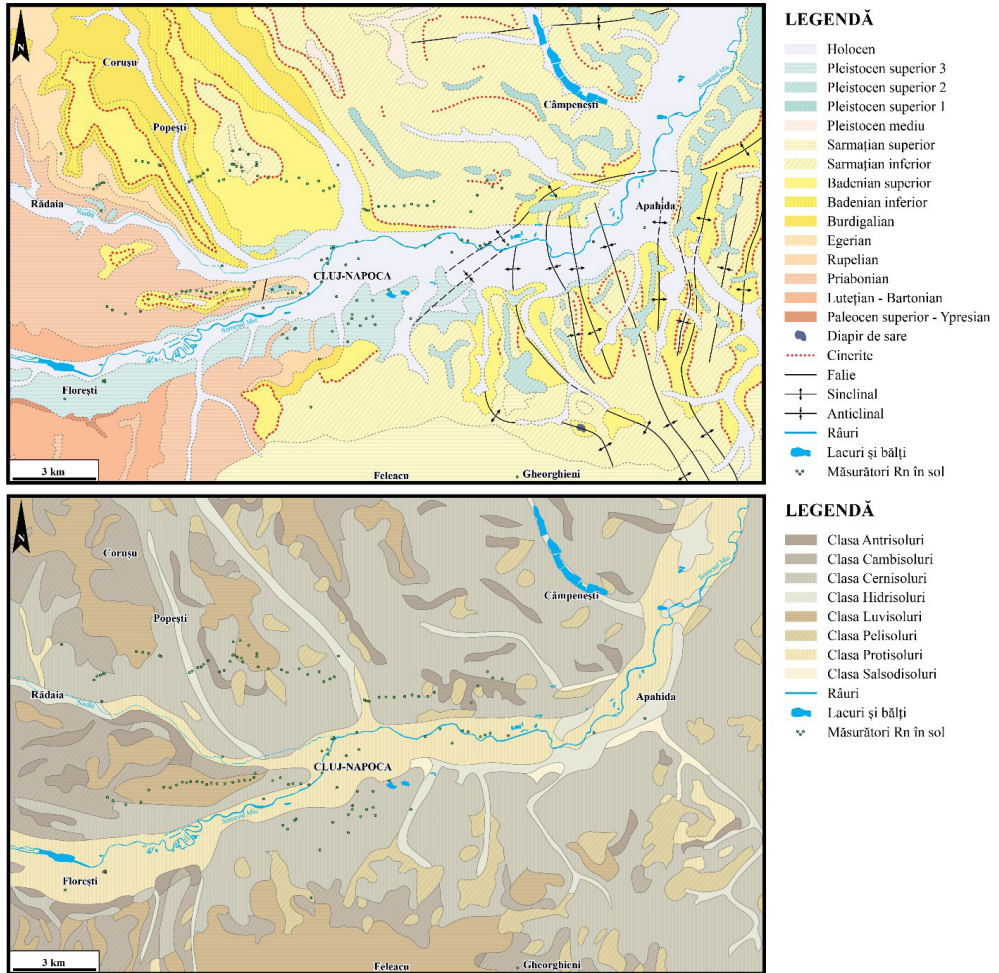


Figura 30. Distribuția punctelor de măsurători ale radonului în sol în funcție de geologie și pedologie [modificată după Răileanu și Saulea (1967), Florea și Asvadurov (1994); hidrografia după maps.google.com].

Tabelul 18. Frecvența măsurătorilor de radon în sol specifică fiecărei vârste geologice și clase de sol.

GEOLOGIE	Frecvență	Pondere (%)	PEDOLOGIE	Frecvență	Pondere (%)
Hol.	27	19	Antr.	4	2,8
Pl.	26	18,3	Camb.	9	6,3
Mc.	56	39,4	Cern.	59	41,5
OlgMc.	8	5,6	Hidr.	4	2,8
Olg.	13	9,2	Luv.	30	21,1
Eoc.	12	8,5	Peli.	3	2,1
			Proti.	33	23,2
Total	142	100 %		142	100 %

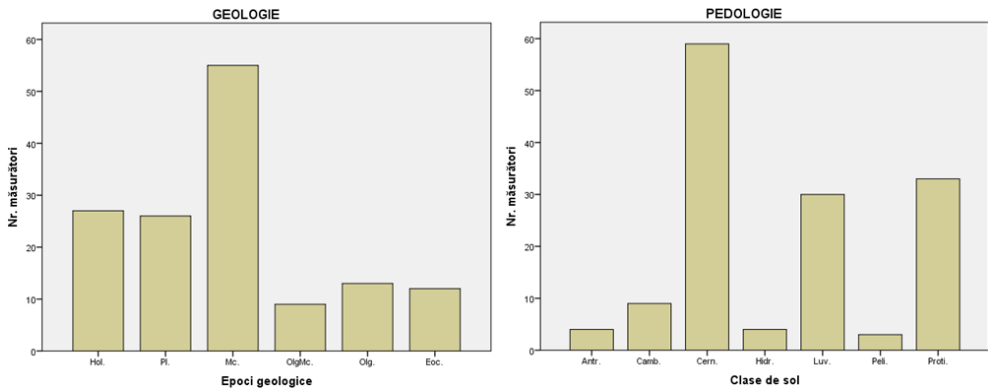


Figura 31. Diagramele de frecvență ale măsurătorilor de radon în sol specifice fiecărei epoci geologice și clasă de sol.

După cum se poate observa, majoritatea măsurătorilor în sol au fost efectuate acolo unde, subiacent, se află depozite miocene, cu o pondere de 39,4 %. Holocenul și Pleistocenul au o pondere de 19, respectiv 18,3 %, fiind urmate în ordinea frecvențelor de Oligocen (9,2 %), Eocen (8,5%) și Oligocen-Miocen (5,6%).

Din punct de vedere pedologic, Cernisolurile au cea mai mare frecvență în ce ce privește clasele de sol în care s-au efectuat măsurători de radon, având o pondere de 41,5 % urmate fiind, în ordinea frecvențelor, de Protisoluri și Luvisoluri cu o pondere de 23,2, respectiv 21,1 %. Mult mai puțin au fost interceptate prin măsurători de radon în sol Cambisolurile (6,3 %), Antrisolurile (2,8 %) și Hidrisolurile (2,8 %). Statistica descriptivă cu privire la intervalul de valori măsurate pentru fiecare epocă geologică

și clasă de sol în parte este prezentată succint în Tabelul 19. De asemenea, în diagramele de tip box-plot de la Figurile 32 și 33 este redată distribuția valorilor concentrației de radon măsurată în sol, exprimată prin media aritmetică, media geometrică și mediană, precum și valorile permeabilității exprimate prin media geometrică.

Tabelul 19. Sumarul statisticii valorilor concentrației de radon exprimată prin media aritmetică (M.A.CRn), geometrică (M.G.CRn) și mediană (Med.CRn), și a permeabilității exprimată prin media geometrică (M.G. Permeabilitate).

M.A. CRn (kBq/m ³)						M.G. CRn (kBq/m ³)					
GEOLOGIE	Min.	Max.	A.M.	S.D	Med.	GEOLOGIE	Min.	Max.	A.M	S.D.	Med.
Hol.	8,3	39,9	17,4	6,9	16,6	Hol.	8,3	39,8	17,3	6,8	16,5
Pl.	6,8	77,7	35,2	15,1	35,8	Pl.	4,4	77,6	34,1	15,3	34,6
Mc.	6,4	58,3	23,6	10,4	24,4	Mc.	6,4	57,9	23,2	10,2	23,8
OlgMc.	15,5	73,8	38,9	19,3	35,2	OlgMc.	15,1	73,8	38,4	19,8	34,7
Olg.	12,8	54,8	29,9	12,9	28,5	Olg.	12,5	54,6	28,4	13,2	24,9
Eoc.	5,2	37,7	21,4	9,6	20,2	Eoc.	4,3	36,7	20,5	9,4	18,6
PEDOLOGIE						PEDOLOGIE					
Antr.	15,4	20,6	18,6	2,4	19,1	Antr.	13,7	20,5	18	3,1	18,8
Camb.	5,2	53,9	29,8	17,6	34,1	Camb.	4,3	53,7	29,1	17,6	33,1
Cern.	6,8	77,7	29,7	13,5	27,8	Cern.	4,4	77,6	28,8	13,5	27,6
Hidr.	15,6	51,3	27,8	16,6	22,1	Hidr.	15,6	51,2	27,7	16,6	22,1
Luv.	6,4	54,8	23,1	11	23,9	Luv.	6,4	54,6	22,6	10,9	22,4
Peli.	6,6	30,3	18	12	17	Peli.	6,6	30	17,8	11,7	16,9
Proti.	8,3	70,8	21,6	12,3	18,8	Proti.	8,3	70,6	21,2	12,1	18,8
Med. CRn (kBq/m ³)						M.G. Permeabilitate (k/m ²)					
GEOLOGIE	Min.	Max.	A.M.	S.D	Med.	GEOLOGIE	Min.	Max.	A.M.	S.D	Med.
Hol.	8	39	14,1	6,9	16	Hol.	3·10 ⁻¹³	2,06·10 ⁻¹¹	8,80·10 ⁻¹²	6,05·10 ⁻¹²	8,15·10 ⁻¹²
Pl.	7	79	35,5	15,8	34,5	Pl.	4,30·10 ⁻¹³	4,80·10 ⁻¹¹	5,99·10 ⁻¹²	9,22·10 ⁻¹²	3,56·10 ⁻¹²
Mc.	6	55	23,3	10,5	23,5	Mc.	1,60·10 ⁻¹³	2,48·10 ⁻¹¹	7,16·10 ⁻¹²	6·10 ⁻¹²	3,94·10 ⁻¹²
OlgMc.	15	73	37,8	21,1	32,5	OlgMc.	1,60·10 ⁻¹³	4,83·10 ⁻¹¹	1,08·10 ⁻¹¹	1,84·10 ⁻¹¹	1,69·10 ⁻¹²
Olg.	11	54	28	13,6	24	Olg.	3,30·10 ⁻¹³	1,06·10 ⁻¹¹	3,67·10 ⁻¹²	3,52·10 ⁻¹²	2·10 ⁻¹²
Eoc.	6	41	22,5	10,8	21	Eoc.	1,70·10 ⁻¹³	7,70·10 ⁻¹²	2,92·10 ⁻¹²	2,90·10 ⁻¹²	1,40·10 ⁻¹²
PEDOLOGIE						PEDOLOGIE					
Antr.	13	21	18,3	3,6	19,5	Antr.	9,17·10 ⁻¹²	1,67·10 ⁻¹¹	9,17·10 ⁻¹²	8,11·10 ⁻¹²	9,85·10 ⁻¹²
Camb.	6	55	28,7	17,5	27	Camb.	1,60·10 ⁻¹³	3,08·10 ⁻¹¹	5,71·10 ⁻¹²	9,78·10 ⁻¹²	1,12·10 ⁻¹²
Cern.	6	79	29,3	14,3	27	Cern.	2,50·10 ⁻¹³	4,83·10 ⁻¹¹	5,94·10 ⁻¹²	9,34·10 ⁻¹²	2,88·10 ⁻¹²
Hidr.	15	50	27,5	16,1	22,5	Hidr.	4,80·10 ⁻¹³	6,36·10 ⁻¹²	2,85·10 ⁻¹²	2,51·10 ⁻¹²	2,27·10 ⁻¹²
Luv.	6	54	23,1	11	23,5	Luv.	1,70·10 ⁻¹³	1,10·10 ⁻¹¹	3,47·10 ⁻¹²	3,10·10 ⁻¹²	2,64·10 ⁻¹²
Peli.	6	30	17,7	12	17	Peli.	1,60·10 ⁻¹³	1,37·10 ⁻¹¹	5,35·10 ⁻¹²	7,33·10 ⁻¹²	2,15·10 ⁻¹²
Proti.	8	72	17,3	12,7	17,2	Proti.	3·10 ⁻¹³	2,12·10 ⁻¹¹	9,18·10 ⁻¹²	6,16·10 ⁻¹²	8,15·10 ⁻¹²

Radonul geogenic în relație cu concentrația de radon din interior

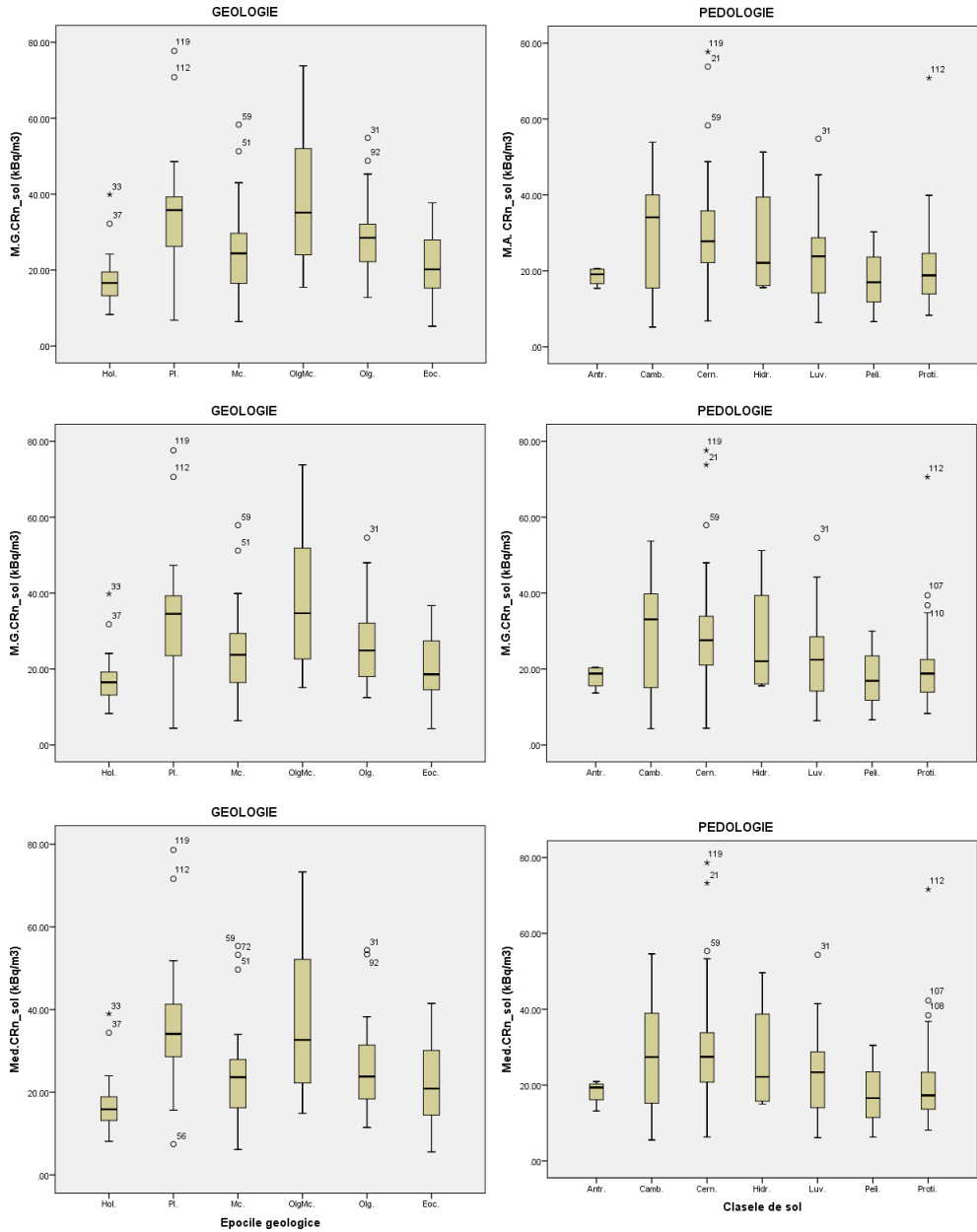


Figura 32. Distribuția valorilor măsurate în sol în funcție de geologie și pedologie (media aritmetică, media geometrică și mediana) redată prin diagrama de tip Box-plot.

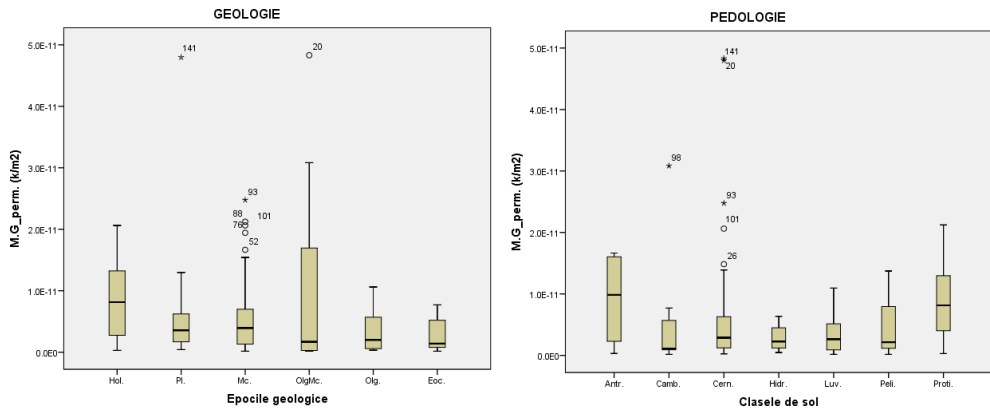


Figura 33. Distribuția valorilor permeabilității (M.G_perm.) în funcție de geologie și pedologie redată prin diagrama de tip Box-plot.

În ceea ce privește valorile brute ale concentrației de radon măsurate în gazul din sol, pe transectele geologice, exprimate prin media aritmetică (M.A. CRn), media geometrică (M.G. CRn) și mediană (Med. CRn) și în acest caz, precum în situația măsurătorilor rezidențiale, valorile maxime au fost înregistrate, în cadrul epocilor geologice, în Pleistocen, iar în cazul claselor de sol, de Cernisoluri, cu 77 kBq/m³. Din punct de vedere al valorilor minime și maxime, proporțiile se păstrează, în cea mai mare parte, pentru toate cele trei reprezentări, în ordinea descrescătoare a valorilor maxime urmând Oligocen-Miocenul (Max. M.A. CRn = 73,8 kBq/m³; Max. M.G.CRn = 73,8 kBq/m³, Max. Med. CRn = 73 kBq/m³), Miocenul (Max. M.A. CRn = 58,3 kBq/m³; Max. M.G. CRn = 57,9 kBq/m³; Max. Med. CRn = 55 kBq/m³), Oligocenul (Max. M.A. CRn = 54,8 kBq/m³; Max. M.G. CRn = 54,6 kBq/m³, Max. Med. CRn = 54 kBq/m³). Holocenul prezintă maxime mai mari pentru reprezentările datelor sub forma mediei aritmetice (Max. M.A. CRn = 39,9 kBq/m³) și mediei geometrice (Max. M.G. CRn = 39,8 kBq/m³) decât Eocenul (Max. M.A. CRn = 37,7 kBq/m³; Max. M.G.CRn = 36,7 kBq/m³), însă din punct de vedere al medianei, maxima pentru Eocen (Max. Med. CRn = 41 kBq.m³) este mai mare decât a Holocenului (Max. Med. = 39 kBq/m³).

Din punct de vedere al mediei aritmetice, Oligocen-Miocen prezintă cele mai mari valori pentru toate cele trei reprezentări (A.M din M.A.CRn = 38,9 kBq/m³; A.M. din M.G. CRn = 38,4 kBq/m³; A.M. Med.CRn = 37,8 kBq/m³), fiind urmat îndeaproape de Pleistocen (A.M din M.A.CRn = 35,2

kBq/m^3 ; A.M. din M.G. CRn = 34,1 kBq/m^3 ; A.M. Med.CRn = 35,5 kBq/m^3). Urmează, în ordinea descrescătoare a valorilor, Oligocenul (A.M din M.A.CRn = 29,9 kBq/m^3 ; A.M. din M.G. CRn = 28,4 kBq/m^3 ; A.M. Med. CRn = 28 kBq/m^3), Miocenul (A.M din M.A.CRn = 23,6 kBq/m^3 ; A.M. din M.G. CRn = 23,2 kBq/m^3 ; A.M. Med.CRn = 23,3 kBq/m^3), Eocenul (A.M din M.A.CRn = 21,4 kBq/m^3 ; A.M. din M.G. CRn = 20,5 kBq/m^3 ; A.M. Med.CRn = 22,5 kBq/m^3) și Holocenul (A.M din M.A.CRn = 17,4 kBq/m^3 ; A.M. din M.G. CRn = 17,3 kBq/m^3 ; A.M. Med.CRn = 14,1 kBq/m^3).

Din punct de vedere al medianei pentru toate cele trei reprezentări de valori, cu excepția mediei geometrice (M.G.Crn), unde mediana valorilor măsurate pentru Oligocen-Miocen (Med. din M.G.CRN = 34,7 kBq/m^3) a fost doar cu 0,1 mai mare față de mediana Pleistocenului (Med. din M.G.CRN = 34,6 kBq/m^3), în toate celelalte cazuri Pleistocenul a prezentat mediana cu cea mai mare valoare (Med. din M.A. CRn = 35,8 kBq/m^3 ; Med din Med.Crn = 34,5 kBq/m^3). Pentru celelalte reprezentări, Oligocen-Miocenul a prezentat o mediană (Med. din M.A. CRn = 35,2 kBq/m^3 ; Med din Med.Crn = 32,5 kBq/m^3) apropiată valorii medianei Pleistocenului. În ordine descrescătoare valorii medianei pentru cele trei reprezentări au urmat, păstrând proporțiile, Miocenul (Med. din M.A. CRn = 24,4 kBq/m^3 ; Med. din M.G. CRn = 23,8 kBq/m^3 ; Med din Med.CRN = 23,5 kBq/m^3), Eocenul (Med. din M.A. CRn = 20,2 kBq/m^3 ; Med. din M.G. CRn = 18,6 kBq/m^3 ; Med din Med.CRN = 21 kBq/m^3) și Holocenul (Med. din M.A. CRn = 16,6 kBq/m^3 ; Med. din M.G. CRn = 16,5 kBq/m^3 ; Med din Med. CRn = 16 kBq/m^3).

Din punct de vedere pedologic, maximele au urmărit același trend de distribuție a valorilor, atât pentru media aritmetică (M.A. CRn) cât și pentru media geometrică (M.G. CRn) a concentrațiilor de radon, valorile cele mai mari înregistrate de Cernisoluri (Max. din M.A. CRn = 77,7 kBq/m^3 ; Max. din M.G. CRn = 77,5 kBq/m^3) fiind urmate, în ordine descrescătoare, de Protisoluri (Max. din M.A. CRn = 70,8 kBq/m^3 ; Max. din M.G. CRn = 70,6 kBq/m^3), Luvisoluri (Max. din M.A. CRn = 54,8 kBq/m^3 ; Max. din M.G. CRn = 54,6 kBq/m^3), Hidrisoluri (Max. din M.A. CRn = 51,3 kBq/m^3 ; Max. din M.G. CRn = 51,2 kBq/m^3), Pelisoluri (Max. din M.A. CRn = 30,3 kBq/m^3 ; Max. din M.G. CRn = 30 kBq/m^3) și Antrisoluri (Max. din M.A. CRn = 20,3 kBq/m^3 ; Max. din M.G. CRn = 20,5 kBq/m^3). În ceea ce privește maxima pentru mediana concentrațiilor de radon din sol, același trend se păstrează

ca în cazurile precedente, cu o singură deosebire și anume că, de această dată, Cambisolurile surclasează Luvisolurile la o diferență de 1 kBq/m³.

Dacă analizăm datele din punct de vedere al mediei aritmetice pentru cele trei reprezentări, putem observa că valorile acestora se așează la intervale mult mai mici unele față de celelalte reprezentări, iar proporțiile se schimbă semnificativ. În cazul mediei aritmetice și geometrice ale valorilor măsurate de radon, mediile aritmetice calculate pentru fiecare tip de sol au urmat același trend de distribuție. Cea mai mare valoare a fost înregistrată de Cambisoluri (A.M din M.A. CRn = 29,8 kBq/m³; A.M din M.G. CRn = 29,1 kBq/m³) și Cernisoluri (A.M din M.A. CRn = 29,7 kBq/m³; A.M din M.G. CRn = 28,8 kBq/m³). Urmează în ordine descrescătoare a valorilor Hidrisolurile (A.M din M.A. CRn = 27,8 kBq/m³; A.M din M.G. CRn = 27,7 kBq/m³), Luvisolurile (A.M din M.A. CRn = 23,1 kBq/m³; A.M din M.G. CRn = 22,6 kBq/m³), Protisolurile (A.M din M.A. CRn = 21,6 kBq/m³; A.M din M.G. CRn = 21,2 kBq/m³), Antrisolurile (A.M din M.A. CRn = 18,6 kBq/m³; A.M din M.G. CRn = 18 kBq/m³) și Pelisolurile (A.M din M.A. CRn = 18 kBq/m³; A.M din M.G. CRn = 17,8 kBq/m³). În ceea ce privește media aritmetică a medianei concentrației de radon, aceasta urmează același trend de distribuție a valorilor ca în cazurile precedente, cu o singură diferență, unde Cernisolurile surclasează Cambisolurile.

Mediana prezintă, de asemenea, în mare parte, aceeași tendință de distribuție în cazul mediei aritmetice și geometrice ale concentrațiilor de radon. De această dată, valoarea cea mai mare revine Cambisolurilor (Med. din M.A. CRn = 34,1 kBq/m³; Med. din M.G. CRn = 33,1 kBq/m³), care sunt urmate în ordine descrescătoare a valorilor de Cernisoluri (Med. din M.A. CRn = 27,8 kBq/m³; Med. din M.G. CRn = 27,6 kBq/m³), Luvisoluri (Med. din M.A. CRn = 23,9 kBq/m³; Med. din M.G. CRn = 22,4 kBq/m³), Hidrisoluri (Med. din M.A. CRn = 22,1 kBq/m³; Med. din M.G. CRn = 22,1 kBq/m³), Antrisoluri (Med. din M.A. CRn = 19,1 kBq/m³; Med. din M.G. CRn = 18,8 kBq/m³), Protisoluri (Med. din M.A. CRn = 18,8 kBq/m³; Med. din M.G. CRn = 18,8 kBq/m³) și Pelisoluri (Med. din M.A. CRn = 17 kBq/m³; Med. din M.G. CRn = 16,9 kBq/m³).

Testul neparametric Kruskal-Wallis aplicat pentru a determina impactul variabilelor GEOLOGIE și PEDOLOGIE asupra concentrației de radon, exprimată prin media geometrică și mediană, a indicat diferențe semnificative statistic atât pentru epocile geologice cât și pentru clasele de sol ($p < 0,05$).

Pentru radon în sol exprimat prin media geometrică s-au observat diferențe semnificative statistic pentru GEOLOGIE, pentru perechile de date Holocen și Pleistocen ($p = 0,000$), Holocen și Oligocen-Miocen ($p = 0,006$), Eocen și Pleistocen ($p = 0,039$), respectiv Miocen și Pleistocen, iar pentru PEDOLOGIE doar o singură diferență semnificativă statistic, pentru perechea Protisoluri și Cernisoluri ($p = 0,027$), după cum reiese din analiza post hoc Dunn.

Pentru radon în sol exprimat prin mediană s-au observat diferențe semnificative statistic pentru GEOLOGIE, iar analiza post hoc Dunn a evidențiat diferențe pentru perechile de date Holocen și Oligocen-Miocen ($p = 0,009$). Holocen și Pleistocen ($p = 0,000$), Miocen și Pleistocen ($p = 0,006$), iar pentru GEOLOGIE doar o diferență semnificativă statistic pentru Protisoluri și Cernisoluri ($p = 0,028$). În Figura 34 se pot analiza diagramele de comparație dintre perechi.

Pentru normalizarea distribuției datelor, valorile concentrației de radon din sol, exprimate prin media geometrică, au fost logaritmice. Testele de normalitate Kolmogorov- Smirnov ($p = 0,200$) și Shapiro-Wilk ($p = 0,118$) au evidențiat că prin logaritizarea datelor s-a obținut o distribuție log-normală.

Prin aplicarea testului parametric one-way ANOVA s-a urmărit impactul variabilelor GEOLOGIE și PEDOLOGIE asupra radonului din sol, exprimat prin logaritmul din media geometrică, alături de interacțiunea dintre cele două variabile. Pentru variabilele GEOLOGIE și PEDOLOGIE s-a observat o diferență semnificativă statistic între epocile geologice ($p < 0,05$) pe de o parte și între clasele de sol ($p < 0,05$) pe de altă parte. Testul poc-hoc Tukey a evidențiat o diferență semnificativă statistic pentru perechile de date Holocen și Pleistocen ($p = 0,021$), Holocen și Oligocen-Miocen ($p = 0,003$), Eocen și Pleistocen ($p = 0,018$), Miocen și Pleistocen ($p = 0,018$), respectiv Protisoluri și Cernisoluri ($p = 0,050$).

Interacțiunea dintre GEOLOGIE și PEDOLOGIE are un impact semnificativ statistic pentru setul de date analizat ($p = 0,043$), respectiv GEOLOGIE ($p = 0,009$).

Dacă se introduce într-un model de regresie liniară, atunci media geometrică a concentrației de radon logaritmată va depinde de ambele variabile

(GEOLOGIE și PEDOLOGIE). Coeficientul de determinare ajustat pentru acest model este de 0,16 (scăzut).

Permeabilitatea a fost calculată ca medie geometrică a valorilor măsurate în cele trei puncte din sol (detalii cu privire la minime, maxime, media aritmetică și geometrică, precum și mediana valorilor permeabilității, se pot consulta orientativ în tabelele 13 și 19), dar pentru o mai bună evaluare descriptivă s-a optat pentru împărțirea valorilor acesteia în trei categorii de permeabilitate, după modelul Neznal et al. (2004). Astfel, cele trei categorii sunt reprezentate de permeabilitate scăzută ($k < 4,0 \cdot 10^{-13} / \text{m}^2$), permeabilitate medie ($4,0 \cdot 10^{-13} < k < 4,0 \cdot 10^{-12} / \text{m}^2$) și permeabilitate mare ($k > 4,0 \cdot 10^{-12} / \text{m}^2$) (Tabelul 20).

Tabelul 20. Tabelul de contingență pentru categoriile de permeabilitate și clasele de sol.

Categoriile perme- abilitate	PEDOLOGIE							Total
	Antr.	Camb.	Cern.	Hidr.	Luv.	Peli.	Proti.	

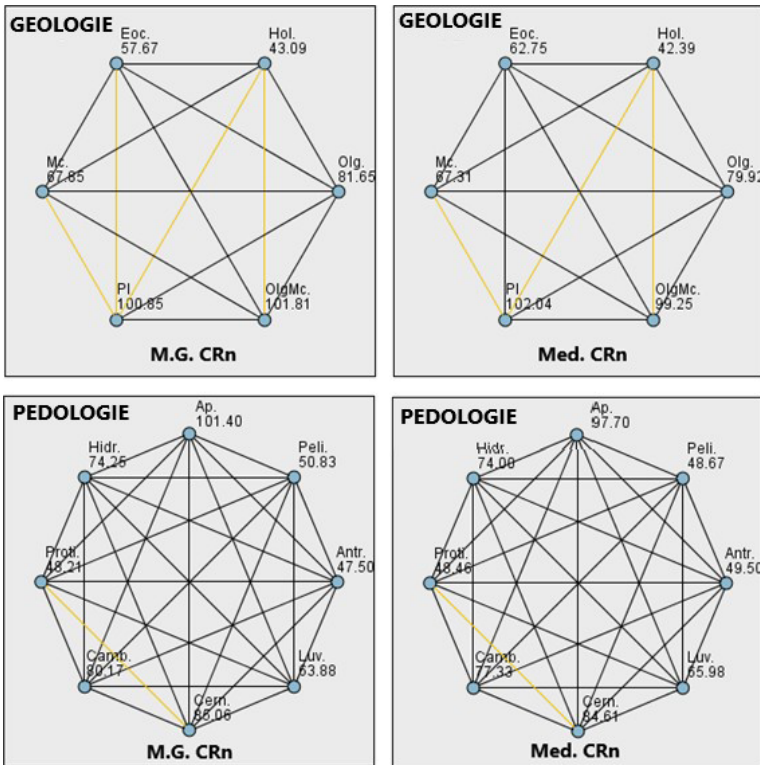


Figura 34. Diagramele de comparație dintre perechile de date ale fiecărei variabile (geologie și pedologie) în funcție de media geometrică a concentrației de radon (M.G.CRn) și mediana acesteia (Med.CRn).

Scăzută	1	2	3	0	5	1	1	13
Medie	0	4	32	3	13	1	7	60
Ridicată	3	3	24	1	12	1	25	69
Total	4	9	59	4	30	3	33	142

După cum se poate observa în tabelul de contingență 20, din totalul de 142 de măsurători în sol, un număr de 69 de măsurători au prezentat o valoare a permeabilității ridicate, însemnând o pondere de 48,59 %. Alte 60 de măsurători au prezentat o valoare medie a permeabilității, cu o pondere de 42,25 % din total. Doar 13 măsurători au prezentat valori scăzute ale permeabilității, ceea ce reprezintă doar 9,15 % din total.

Defalcăt, Protisolurile au prezentat cele mai multe valori ale permeabilității ridicate (25- însemnând 75,8% din totalul pentru clasă) fiind pe locul 3 pentru permeabilitatea medie (7- însemnând 21,2 % din totalul pentru clasă) și doar 1 valoare de permeabilitate scăzută (7,7 % din totalul pentru clasă). Sunt urmate de Cernisoluri cu 24 de valori (40,7%) de permeabilitate ridicată, 32 valori (54,2%) de permeabilitate medie și doar 3 valori de permeabilitate scăzută (23,1%). Luvisolurile, de asemenea, prezintă 12 valori (40 %) de permeabilitate ridicată, 13 valori (43,33%) de permeabilitate medie și 5 valori (16,67%) de permeabilitate scăzută. Trebuie avut în vedere că aceste trei clase de sol au însumat majoritatea măsurătorilor de radon din sol. Cu toate acestea, însă, și celelalte clase au prezentat în special valori ale permeabilității ridicate și medii, cu o pondere mult mai mică a valorilor permeabilității scăzute. Hidrisolurile nu prezintă nicio valoare a permeabilității scăzută, dar au puține măsurători care au evidențiat 3 valori (75%) pentru categoria de permeabilitate medie și o valoare pentru categoria de permeabilitate ridicată. Clasa Antrisoluri deține 3 valori în categoria ridicată (75 %) și o valoare (25 %) în categoria scăzută, în timp ce Clasa Pelisoluri are câte o valoare în toate cele trei categorii de permeabilitate. Putem astfel conchide că distribuția permeabilității este destul de neuniformă pentru clasele de sol, aspect care poate fi pus pe seama frecvenței măsurătorilor pentru fiecare clasă. Totuși, dacă este să ne limităm la clasele de sol cu cele mai multe măsurători de radon în sol, observăm că ponderea cea mai mare a permeabilității ridicate o au solurile din Clasa Protisoluri, urmate de Cernisoluri și Luvisoluri.

Comparativ, pentru a vedea care au fost permeabilitățile pentru solurile care au acoperit formațiunile geologice, vizate prin măsurătorile în sol,

putem consulta tabelul de contingență dintre categoriile de permeabilitate și epocile geologice (Tabelul 21).

Tabelul 21. Tabelul de contingență pentru categoriile de permeabilitate și vârstele geologice.

Categoriile permeabilitate	GEOLOGIE						Total
	Hol.	Pl.	Mc.	OlgMc.	Olg.	Eoc.	
Scăzută	1	0	4	3	3	2	13
Medie	7	14	25	3	5	6	60
Ridicată	19	12	27	2	5	4	69
Total	27	26	56	8	13	12	142

Aici se observă o distribuție mai uniformă a valorilor, cel puțin în ceea ce privește categoriile de permeabilitate medie și ridicată. Bineînțeles, proporțiile se păstrează la fel ca în cazul claselor de sol, sub aspectul că majoritatea valorilor de permeabilitate sunt trasate în categoria ridicată și medie. Cele mai multe valori sunt atribuite Miocenului, solurile care l-au acoperit prezentând valori de permeabilitate în special ridicate (48,21 %) și medii (44,64%) și mai puțin scăzute (7,14 %). Holocenul, care urmează în ierarhie ca număr de valori, a fost acoperit în special de soluri cu permeabilitate ridicată (70,37%) și medie (25,93%) și doar într- un singur caz de soluri cu permeabilitate scăzută (3,7%). Imediat următor ierarhic, din punct de vedere al numărului de valori măsurate, Pleistocenul a fost acoperit de soluri cu permeabilitate ridicată (46,15 %) și medie (53,85%). Oligocenul a fost acoperit de soluri cu permeabilitate ridicată (25 %), medie (37,5%) și scăzută (37,5%), la fel ca Eocenul (33,3, 50, respectiv 16,67%) și Oligocen-Miocenul (25, 37,5 respectiv 37,5%).

Testul neparametric Kruskal-Wallis aplicat pentru a determina impactul variabilelor GEOLOGIE și PEDOLOGIE asupra permeabilității, exprimată prin media geometrică a permeabilității, a indicat o diferență semnificativă statistic pentru ambele variabile ($p < 0,05$), pentru perechile Eocen și Holocen ($p = 0,037$), respectiv Luvisoluri și Protisoluri ($p = 0,003$) precum și Cernisoluri și Protisoluri ($p = 0,013$), după cum a reieșit din analiza post hoc Dunn (Figura 35). Pentru clasele de permeabilitate nu s-a observat o diferență semnificativă statistic pentru niciuna din variabilele GEOLOGIE

sau PEDOLOGIE ($p > 0,05$). Pragul de semnificație α a fost setat la 0,05, intervalul de confidență fiind de 95 %.

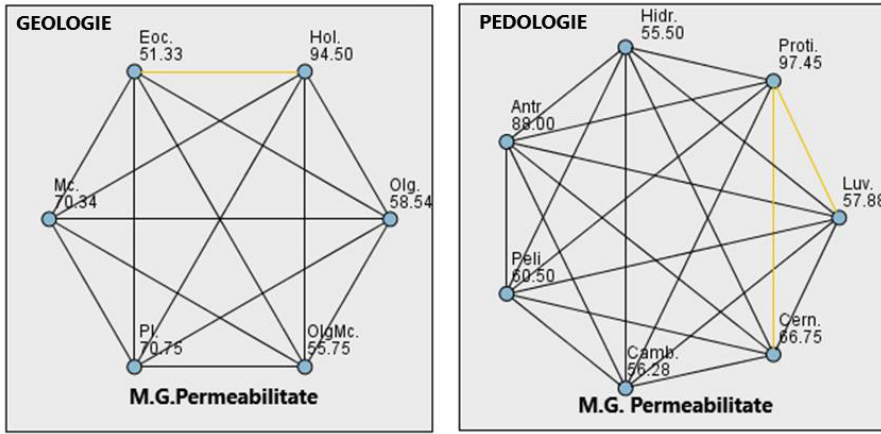


Figura 35. Diagramele de comparație între perechile de date ale fiecărei variabile (geologie și pedologie) în funcție de permeabilitate (M.G. Permeabilitate).

Dacă analizăm Tabelul 22, observăm că măsurătorile efectuate la nivelul Eocenului au interceptat Cambisoluri (3 ori - 25%), Cernisoluri (1 dată - 8,3%) și Luvisoluri (8 ori - 66,7%). Holocenul a fost acoperit de Cambisoluri (1 dată - 3,7 %), Cernisoluri (2 ori - 7,4 %), Hidrisoluri (2 ori - 7,4%) și Protisoluri (22 ori - 81,5%). Miocenul a fost acoperit de Antrisoluri (4 ori - 7,1 %), Cernisoluri (29 ori - 51,76%), Hidrisoluri (2 ori - 3,57 %), Luvisoluri (14 ori - 25 %), Pelisoluri (3 ori - 5,36 %) și Protisoluri (3 ori - 5,36 %). Oligocenul a fost acoperit de Cambisoluri (1 dată - 7,69 %), Cernisoluri (4 ori - 30,77 %) și Luvisoluri (8 ori - 61,54 %). Oligocen-Miocenul a fost acoperit de Cambisoluri (3 ori - 37,5 %) și Cernisoluri (3 ori - 62,5 %). Pleistocenul a fost acoperit de Cernisoluri (18 ori - 69,23 %) și Protisoluri (8 ori - 30,76 %).

Tabelul 22. Tabelul de contingență pentru epocile geologice și clasele de sol.

GEOLOGIE	PEDOLOGIE							Total
	Antr.	Camb.	Cern.	Hidr.	Luv.	Peli.	Proti.	
Hol.	0	1	2	2	0	0	22	27
Pl.	0	0	18	0	0	0	8	26
Mc.	4	1	29	2	14	3	3	56
OlgMc.	0	3	5	0	0	0	0	8

Olg.	0	1	4	0	8	0	0	13
Eoc.	0	3	1	0	8	0	0	12
Total	4	9	59	4	30	3	33	142

Alături de concentrația de radon și permeabilitate, relația dintre cele două a fost luată în considerare sub forma potențialului de radon. A fost calculat un potențial de radon după metoda Neznal et al. (2004) adaptată pentru 3 puncte – la care am adăugat indicele de risc de radon Neznal, altul după metoda lui Kemski et al. (2004) și un al treilea potențial calculat în funcție de media geometrică a concentrației de radon în raport cu media geometrică a permeabilității (Potențial din M.G.) Sumarul statisticii pentru potențialul de radon Neznal (R.P. Neznal) și potențialul de radon calculat din relația dintre mediile geometrice ale permeabilității și concentrației de radon (M.G. Potențial Rn) va fi redat în Tabelul 23.

De asemenea, în Figura 36 sunt redată prin diagramele de tip Box-plot distribuțiile valorilor potențialului de radon Neznal și a potențialului calculat din media geometrică a concentrației de radon.

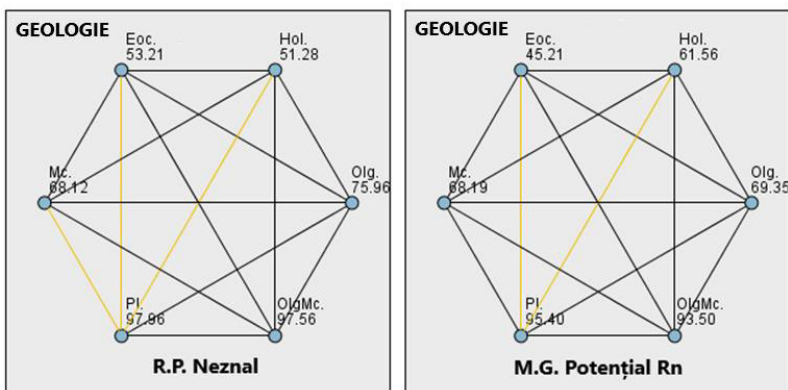
Tabelul 23. Sumarul statisticii pentru potențialul de radon Neznal (R.P. Neznal) și potențialul de radon calculat din relația dintre mediile geometrice ale permeabilității și concentrației de radon (M.G. Potențial Rn).

R.P. Neznal						M.G. Potențial Rn					
GEOLOGIE	Min.	Max.	A.M.	S.D.	Med.	GEOLOGIE	Min.	Max.	A.M.	S.D.	Med.
Hol.	4	42	17,2	9,7	15	Hol.	4	22,7	14,1	5,2	13,3
Pl.	10	146	37,7	26,6	33	Pl.	2	108	26,1	20,1	21,2
Mc.	2	89	24,4	17,1	22	Mc.	3	49,7	16,9	10,5	15,6
OlgMc.	18	103	44,2	32,4	28,5	OlgMc.	8,9	98,5	31,4	29,6	19,1
Olg.	9	80	29,6	21,5	22	Olg.	5,9	55	19,1	14,1	13,9
Eoc.	3	75	22,8	23,9	16,5	Eoc.	3	22,2	11,4	6	11,1
PEDOLOGIE						PEDOLOGIE					
Antr.	9	27	21,5	8,5	25	Antr.	7,8	24,6	15,5	8,2	14,8
Camb.	3	68	28,7	19,5	21	Camb.	3	27,7	16,1	7,9	18,8
Cern.	2	146	30,7	25,2	23	Cern.	2	108	22,1	19	17,3
Hidr.	4	29	17,5	12	18,5	Hidr.	9,8	21,7	14,8	5,2	13,8
Luv.	3	80	24,2	20,5	19,5	Luv.	3	55	14,4	10,2	13,2
Peli.	6	42	18	20,8	6	Peli.	3,3	33,7	14,2	17	5,7
Proti.	5	81	23,4	16,9	19,5	Proti.	4,7	49,8	17,1	9,7	16,2

După cum se poate observa în Tabelul 23, potențialul de radon în care a fost luată în considerare permeabilitatea, schimbă într-o oarecare măsură

distribuția datelor, atât la nivel de epoci geologice cât și la nivel de clase de sol. Cu toate acestea, anumite tendințe rămân neschimbate. Mai mult, dacă urmărim toate cele patru diagrame pentru potențialul Neznal și potențialul din media geometrică observăm că, deși metoda de calcul a fost diferită, datele se așează într-o oarecare măsură la fel. De aici se pot extrage câteva aspecte generale. În primul rând, maximele înregistrate, atât la nivelul potențialului de radon Neznal precum și a potențialului din media geometrică, sunt atribuite în continuare Pleistocenului (146, respectiv 108), precum și valorile cele mai mari ale medianei (33, respectiv 21,2). Evident, aceleași maxime sunt atribuite și Cernisurilor, întrucât au suprapus peste același punct de măsurare însă, din punct de vedere al medianei, acestea prezintă valori mai mici (23, respectiv 17,3). Holocenul, de această dată, prezintă cea mai mică maximă pentru potențialul Neznal și a doua cea mai mică maximă pentru potențialul din media geometrică (42, respectiv 22,7). Oligocen- Miocenul prezintă cea de-a doua maximă (103, respectiv 98,5) după Pleistocen, la fel și mediană, pentru ambele tipuri de reprezentări.

Testul neparametric Kruskal-Wallis aplicat pentru a determina impactul variabilelor GEOLOGIE și PEDOLOGIE asupra potențialului de radon Neznal, a indicat o diferență semnificativă statistic doar pentru variabila GEOLOGIE ($p < 0,05$) – pentru perechile Holocen și Pleistocen ($p = 0,001$), Eocen și Pleistocen ($p = 0,027$) și Miocen și Pleistocen ($p = 0,033$). La fel, pentru potențialul de radon din media geometrică se observă o diferență semnificativă statistic doar pentru variabila GEOLOGIE ($p < 0,05$) – pentru perechile Eocen și Pleistocen ($p = 0,007$), Holocen și Pleistocen ($p = 0,041$), după cum reiese din analiza post-hoc Dunn (Figura 37). Pragul de semnificație α a fost setat la 0,05, intervalul de confidență fiind de 95%.



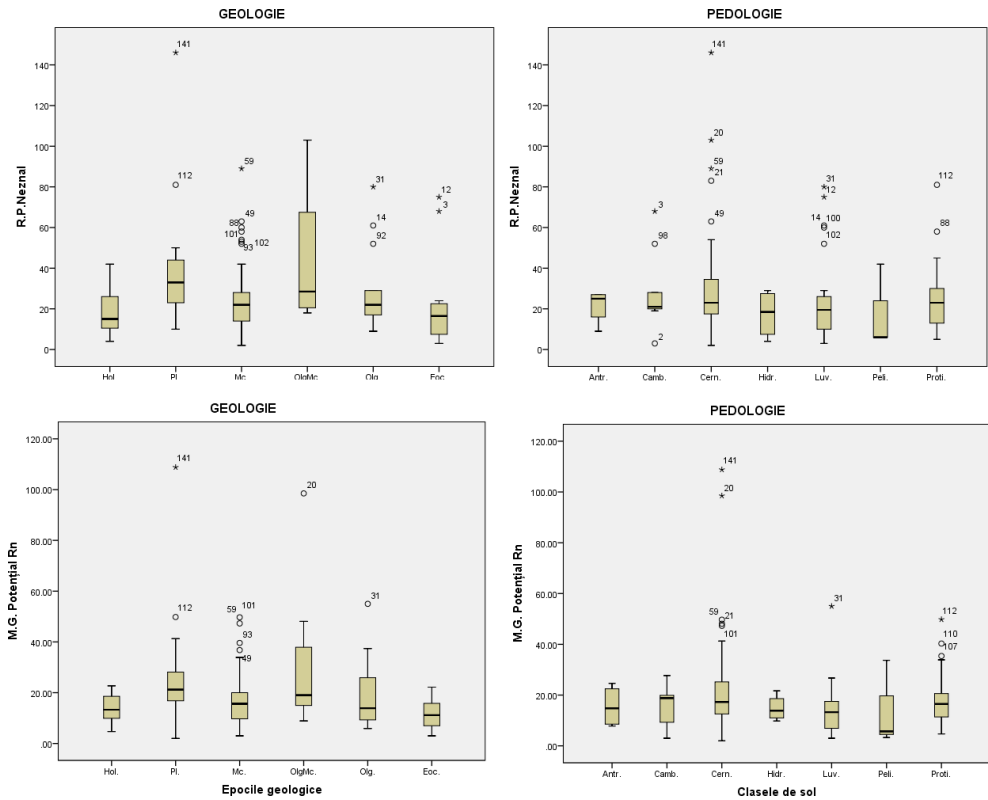


Figura 36. Distribuția valorilor potențialului de radon radon Neznal (R.P. Neznal) și al potențialului de radon din media geometrică (M.G. Potențial Rn) pentru epocile geologice și clasele de sol redată prin diagrama de tip Box-plot.

Figura 37. Diagramele de comparație dintre perechile de date ale variabilei geologie în funcție de potențialul de radon Neznal (R.P. Neznal) și potențialul din media geometrică a concentrației de radon din sol (M.G. Potențial Rn).

Pentru normalizarea distribuției datelor, valorile potențialului din media geometrică precum și cele ale potențialului Neznal au fost logaritmate. Testele de normalitate Kolmogorov-Smirnov și Shapiro-Wilk au evidențiat că prin logaritmarele datelor s-a obținut o distribuție log-normală pentru ambele seturi de date ($p > 0.05$).

Prin aplicarea testului parametric one-way ANOVA s-a urmărit impactul variabilelor, separat pentru GEOLOGIE și PEDOLOGIE, asupra potențialului de radon Neznal logaritmat și a potențialului exprimat prin

logaritm din media geometrică, pentru fiecare set de valori. Pentru variabilele GEOLOGIE și PEDOLOGIE s-a observat o diferență semnificativă statistic doar între epocile geologice ($p < 0.05$). Testul poc-hoc Tukey a evidențiat o diferență semnificativă statistic pentru perechile de date Holocen și Pleistocen ($p = 0,000$), Holocen și Oligocen-Miocen ($p = 0,003$), Eocen și Pleistocen ($p = 0,018$), pentru Eocen- Oligocen Miocen ($p = 0,036$), Eocen și Pleistocen ($p = 0,011$) în ceea ce privește potențialul de radon exprimat prin media geometrică, respectiv între perechile de date Pleistocen și Eocen ($p = 0,023$), Pleistocen și Holocen ($p = 0,001$), Pleistocen și Miocen ($p = 0,031$), Holocen și Oligocen- Miocen ($p = 0.026$) în ceea ce privește potențialul de radon Neznal.

Dacă se introduc într-un model de regresie liniară, atunci valorile logaritmice ale mediei geometrice a concentrației de radon și a potențialului de radon Neznal vor depinde doar de GEOLOGIE.

După metodele prezentate în capitolul 2, au fost calculate potențialul de radon Kemski (R.P. Kemski) și indicele de radon Neznal (R.I. Neznal) pentru fiecare locație în parte unde s- au efectuat măsurători în sol. Indicele de radon Neznal este împărțit în 3 categorii (scăzut, mediu, ridicat), care reprezintă riscul la radon pentru un sit de construit sau deja construit. Potențialul de radon Kemski este împărțit în 6 clase care reprezintă potențialul de generare al radonului geogenic. Valoarea de 1 înseamnă cel mai redus potențial, iar valoarea de 6 indică cel mai ridicat potențial. În tabelele de contingență 24 și 25 se poate observa că în cazul indicelui de radon Neznal toate cele trei categorii au fost acoperite prin măsurători. În schimb, în cazul potențialului de radon geogenic Kemski s-au acoperit doar primele patru categorii.

Din punct de vedere al indicelui de radon Neznal, din totalul de 142 de măsurători în sol, 23 au înregistrat un indice de radon scăzut (16,2 %), 93 au înregistrat indice de radon mediu (65,49 %) și 26 au înregistrat indice de radon ridicat (18,31 %). În continuare, pentru a putea fi urmărită mai ușor statistica descriptivă, ponderea pe care o deține un indice de radon în cadrul fiecărei vârste geologice sau tip de sol, raportat la celalalte categorii de indici, în cadrul aceleași grupe (epoci sau clase), va fi notată cu "tC". În schimb, ponderea pe care o deține un indice de radon dintr-o categorie

geologică sau de sol, raportată la totalul aceluiași tip de indice pentru toate categoriile geologice sau de sol, va fi notat cu „tT”.

Pleistocenul deține cele mai multe valori încadrate în categoria de indice ridicat, în număr de 9 (tC – 34,62; tT – 34,62 %) și 17 valori încadrate în cea de indice mediu (tC – 65, 38%; tT – 18,28 %) fără să fi înregistrat valori pentru cea de indice scăzut. Miocenul deține 8 valori încadrate în categoria de indice ridicat (tC – 14,29 %; tT – 30,77 %), 38 în cea de indice mediu (tC – 67,9 %; tT – 40, 9 %), și 10 în cea de indice scăzut (tC – 7,9 %; tT – 43,5 %). Oligocenul deține 3 valori încadrate în categoria de indice ridicat (tC – 23,08 %; tT – 11,54 %), 8 în cea de indice mediu (tC – 61,54 %; tT – 8,6 %) și 2 în cea de indice scăzut (tC – 15,38 %; tT – 8,7). Oligocen-Miocenul deține 3 valori încadrate în categoria de indice ridicat (tC – 37,5 %; tT – 11,54 %), 5 în cea de indice mediu (tC – 62,5 %; tT – 5,38 %) și nicio valoare încadrată în cea de indice scăzut. Holocenul deține o valoare încadrată în categoria de indice ridicat (tC – 3,7 %; tT – 3,85 %), 20 în cea de indice mediu (tC – 74,07 %; tT – 21,51 %) și 6 în cea de indice scăzut (tC – 61,54 %; tT – 22,22 %). Eocenul deține 2 valori încadrate în categoria de indice ridicat (tC – 16, 67%; tT – 7,69%), 5 în cea de indice mediu (tC – 41,67; tT – 5,38 %) și 5 în cea de indice scăzut (tC – 41,67%; tT – 21,74).

Tabelul 24. Tabelul de contingență pentru variabila geologie și indicele de radon Neznal, respectiv potențialul de radon Kemski.

R.I. Neznal	GEOLOGIE						Total
	Hol.	Pl.	Mc.	OlgMc.	Olg.	Eoc.	
Scăzut	6	0	10	0	2	5	23
Mediu	20	17	38	5	8	5	93
Ridicat	1	9	8	3	3	2	26
Total	27	26	56	8	13	12	142
R.P. Kemski	GEOLOGIE						Total
	Hol.	Pl.	Mc.	OlgMc.	Olg.	Eoc.	
1	4	0	4	0	0	2	10
2	1	0	5	0	2	1	9
3	19	7	25	4	5	4	64
4	3	19	22	4	6	5	59
Total	27	26	56	8	13	12EE	142

Tabelul 25. Tabelul de contingență pentru variabila pedologie și indicele de radon Neznal, respectiv potențialul de radon Kemski.

R.I. Neznal	PEDOLOGIE							
	Antr.	Camb.	Cern.	Hidr.	Luv.	Peli.	Proti.	Total
Scăzut	1	1	6	1	8	2	4	23
Mediu	3	6	40	3	17	0	24	93
Ridicat	0	2	13	0	5	1	4	26
Total	4	9	59	4	30	3	33	142

R.P. Kemski	PEDOLOGIE							
	Antr.	Camb.	Cern.	Hidr.	Luv.	Peli.	Proti.	Total
1	0	1	3	1	2	1	2	10
2	1	0	3	0	3	1	1	9
3	3	5	18	3	14	0	21	64
4	0	3	35	0	11	1	9	59
Total	4	9	59	4	30	3	33	142

Din punct de vedere pedologic, *Cernisolurile* prezintă cele mai multe valori încadrate în categoria de indice ridicat, în număr de 13 (tC – 22 %; tT – 50 %), cele mai multe valori încadrate în cea de indice mediu, în număr de 40 (tC – 67,8%; tT – 43%) și 6 valori încadrate în cea de indice scăzut (tC – 10,17 %; tT – 26,09 %). *Luvisolurile* prezintă 5 valori încadrate în categoria de indice ridicat (tC – 16,64%; tT – 19,23 %), 17 în cea de indice mediu (tC – 56,67%; tT – 18,28) și 8 în cea de indice scăzut (tC – 26,67 %; tT – 34,78 %). *Protisolurile* prezintă 5 valori încadrate în categoria de indice ridicat (tC – 19,29 %; tT – 15,39%), 24 în cea de indice mediu (tC – 72,73 %; tT – 25,85 %) și 4 în cea de indice scăzut (tC – 12,11 %; tT – 17,39 %). *Cambisolurile* prezintă 2 valori încadrate în categoria de indice ridicat (tC – 22,22 %; tT – 7,69 %), 6 în cea de indice mediu (tC – 66,67 %; tT – 6,45 %) și o singură valoare încadrată în cea de indice scăzut (tC – 11,11%; tT – 4,35 %). *Pelisolurile* prezintă 5 valori încadrate în categoria de indice ridicat (tC – 33,3 %; tT – 3,85 %), nici o valoare în cea de indice mediu și 2 valori încadrate în cea de indice scăzut (tC – 66,67 %; tT – 8,7 %). *Antrisolurile* prezintă 3 valori încadrate în categoria de indice mediu (tC – 75 %; tT – 3,23 %) și doar una în cea de indice scăzut (tC – 25 %; tT – 3,3 %). *Hidrisolurile* prezintă 3 valori încadrate în categoria de indice mediu (tC – 75 %; tT – 3,23 %) și o valoare pentru cea de indice scăzut (tC – 25 %; tT – 3,3 %).

Testul neparametric Kruskal-Wallis aplicat pentru a determina impactul variabilelor GEOLOGIE și PEDOLOGIE asupra indicelui de radon Neznal a indicat o diferență semnificativă statistic doar pentru variabila GEOLOGIE ($p < 0,05$), pentru perechea Holocen și Pleistocen ($p = 0,015$) (Figura 38).

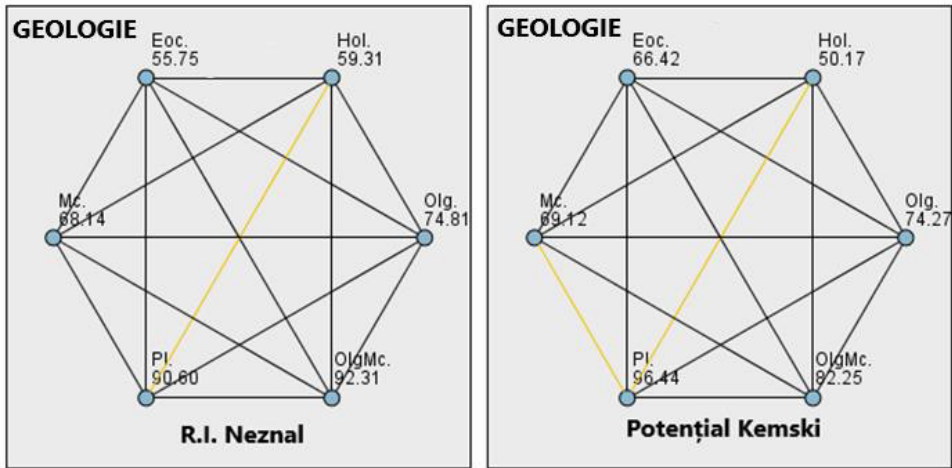


Figura 38. Diagramele de comparație între perechile de date ale variabilei geologie în funcție de indicele de radon Neznal (R.I. Neznal) și potențialul de radon geogenic Kemski (Potențial Kemski).

În ceea ce privește potențialul Kemski, din punct de vedere geologic, din totalul valorilor măsurate, Miocenul are cele mai multe valori încadrate în clasa 4 de potențial, în număr de 22 (tC – 39,3 %; tT – 37,3 %), după care urmează Pleistocenul cu un număr de 19 (tC – 73,1 %; tT – 32,2 %). În ordine descrescătoare urmează Oligocenul cu 6 valori (tC – 46,2 %; tT – 10,2 %), Eocenul cu 5 valori (tC – 41,7 %; tT – 8,5 %), Oligocen-Miocenul cu 4 valori (tC – 50 %; tT – 6,8%) și Holocenul cu 3 valori (tC – 11,1%; tT – 5,1%). În clasa 3 a potențialului de radon Kemski, Miocenul deține, de asemenea, cele mai multe valori, în număr de 25 (tC – 44,6 %; tT – 39,1 %), urmat fiind, în ordine descrescătoare, de Holocen cu 19 valori (tC – 70,4 %; tT – 29,7 %), Pleistocen cu 7 valori (tC – 26,9 %; tT – 10,9 %), Oligocen cu 5 valori (tC – 38,5 %; tT – 7,8 %), Oligocen-Miocen cu 4 valori (tC – 50 %; tT – 6,2 %) și Eocen cu 4 valori (tC – 33,3 %; tT – 6,2 %). În clasa a 2-a a potențialului de radon geogenic Kemski, Pleistocenul și Oligocen-Miocenul nu au înregistrat nicio valoare, cele mai multe valori fiind atribuite Mio-

cenului, în număr de 5 (tC – 70,4 %; tT – 29,7 %), urmat de Eocen (tC – 8,3 %; tT – 11,1 %) și Holocen (tC – 3,4 %; tT – 11,1 %) cu câte o valoare. Pentru clasa 1 de potențial doar Miocenul (tC – 7,1 %; tT – 40 %), Holocenul (tC – 14,8 %; tT – 40 %) și Eocenul (tC – 16,7 %; tT – 20 %) au înregistrat valori.

Testul neparametric Kruskal-Wallis aplicat pentru a determina impactul variabilelor GEOLOGIE și PEDOLOGIE asupra potențialului de radon geogenic Kemski a indicat o diferență semnificativă statistic doar pentru variabila GEOLOGIE ($p < 0,05$), pentru perechile Holocen și Pleistocen ($p < 0.001$), precum și pentru Miocen și Pleistocen ($p = 0,033$) (vezi Figura 38).

Prin calcularea coeficientului de corelație Pearson, s-a obținut o corelație acceptabilă între GEOLOGIE și concentrația de radon din sol exprimată prin M.G. CRn ($r = 0,409$, $p < 0,01$) și Med. CRn ($r = 0,415$, $p < 0,01$), de asemenea între GEOLOGIE și M.G. Potențial Rn ($r = 0,330$, $p < 0,01$) Potențialul de radon geogenic Kemski ($r = 0,344$, $p < 0,01$), Potențialul de radon Neznal ($r = 0,381$, $p < 0,01$) și Indicele de radon Neznal ($r = 0,344$, $p < 0,01$). O corelație inversă a fost obținută pentru interacțiunea dintre GEOLOGIE și PEDOLOGIE ($r = -0,206$, $p < 0,05$). Nicio corelație semnificativă statistic nu s-a observat între GEOLOGIE și permeabilitate precum și clasa de permeabilitate. Pentru PEDOLOGIE s-a obținut o corelație semnificativă statistic în ceea ce privește permeabilitatea exprimată prin media geometrică ($r = 0,193$, $p < 0,05$) precum și clasa de permeabilitate ($r = 0,184$, $p < 0,05$). O corelație inversă a fost obținută între PEDOLOGIE și concentrația de radon măsurată în sol, exprimată prin media geometrică ($r = -0,197$, $p < 0,05$), inclusiv mediana ($r = -0,206$, $p < 0,05$) (Tabelul 26).

Tabelul 26. Corelații statistice determinate pentru parametrii mășurați; **corelația este semnificativă la un nivel de 0.01; *corelația este semnificativă la un nivel de 0,05.

Corelația Pearson	M.G. CRn	Med. CRn	M.G.Potențial Rn	R.P. Kemski	R.P. Neznal	R.I. Neznal	Clasă perm.	M.G. perm.	GEO.	PEDO.
M.G. CRn	X	0,980**	0,789**	0,650**	0,707**	0,585**	-0,104	-0,114	0,409**	-0,197*
Med. CRn	0,980**	X	0,778**	0,636**	0,708**	0,604**	-0,095	-0,103	0,415**	-0,206*
M.G. Potențial Rn	0,789**	0,778**	X	0,587	0,858**	0,761**	0,414**	0,496**	0,330**	-0,61
R.P. Kemski	0,650**	0,636**	0,587**	X	0,746**	0,672**	0,053	0,077	0,344**	-0,094
R.P. Neznal	0,707**	0,708**	0,858**	0,746**	X	0,890**	0,304**	0,392**	0,381**	-0,084
R.I. Neznal	0,585**	0,604**	0,761**	0,672**	0,890**	X	0,329**	0,423**	0,344**	-0,051
Clasă perm.	-0,104	-0,095	0,414**	0,053	0,304**	0,329**	X	0,892**	-0,057	0,184*
M.G. perm.	-0,114	-0,103	0,496**	0,077	0,392**	0,423**	0,892**	X	-0,034	0,193*

GEOLOGIE	0,409**	0,415**	0,330**	0,344**	0,381**	0,344**	-0,057	-0,034	X	-0,206*
PEDOLOGIE	-0,197*	-0,206*	-0,061	-0,094	-0,084	-0,051	0,184*	0,193*	-0,206*	X

5.3. Analiza combinată a măsurătorilor de radon rezidențial și din sol, în raport cu geologia și pedologia zonei de studiu (Cluj-Napoca)

La nivelul municipiului Cluj-Napoca, din totalul de 272 de măsurători rezidențiale de radon, s-au înregistrat 34 de măsurători care au depășit nivelul de referință de 300 Bq/m³. Din cele 34 de locații, doar la 24 s-a efectuat diagnostic (Tabelul 27), în conformitate cu disponibilitatea proprietarilor. Pentru fiecare locație în parte, din totalul de 15 puncte de măsurare în sol, s-au ales câte trei puncte apropiate unele de altele și s-a recalculat potențialul pe baza valorilor de concentrație de radon și permeabilitate.

Tabelul 27. Sumarul statisticii pentru reședințele care au depășit 300 Bq/m³ și la care s-a efectuat diagnostic.

Nr.	CRn anual (Bq/m ³)	M.G. CRn_sol (kBq/m ³)	Potențial din M.G. (kBq/m ³)	M.G. Perm. (k/m ²)	Clasă perm.	R.P. Neznal	R.I. Neznal	R.P. Kemski	GEO.	PEDO.
1	373	32	21	3,13·10 ⁻¹²	mediu	35	mediu	4	Pl.	Proti.
2	367	32	18	1,69·10 ⁻¹²	mediu	26	mediu	4	Pl.	Proti.
3	309	39	35	8,16·10 ⁻¹²	ridicat	44	ridicat	4	Pl.	Proti.
4	396	18	14	6,07·10 ⁻¹²	ridicat	27	mediu	3	Pl.	Proti.
5	336	37	40	1,30·10 ⁻¹¹	ridicat	45	ridicat	4	Pl.	Proti.
6	326	71	50	4,02·10 ⁻¹²	ridicat	81	ridicat	4	Pl.	Proti.
7	584	16	12	6,36·10 ⁻¹²	ridicat	4	scăzut	1	Hol.	Hidr.
8	394	10	9	1,71·10 ⁻¹¹	ridicat	10	scăzut	1	Hol.	Proti.
9	366	9	7	6,36·10 ⁻¹²	ridicat	2	scăzut	1	Mc.	Cern.
10	423	38	17	6,94·10 ⁻¹³	mediu	18	mediu	3	Pl.	Cern.
11	333	78	32	4,30·10 ⁻¹³	mediu	34	mediu	3	Pl.	Cern.
12	347	34	17	1,05·10 ⁻¹²	mediu	23	mediu	4	Pl.	Cern.
13	432	8	7	1·10 ⁻¹²	ridicat	5	scăzut	1	Hol.	Proti.
14	376	22	17	5,52·10 ⁻¹²	ridicat	20	mediu	3	Pl.	Cern.
15	330	15	8	1,98·10 ⁻¹²	mediu	12	mediu	3	Pl.	Cern.
16	656	19	20	1,28·10 ⁻¹¹	ridicat	29	mediu	3	Hol.	Proti.
17	768	42	26	2,78·10 ⁻¹²	mediu	50	ridicat	4	Pl.	Cern.
18	531	17	17	1,08·10 ⁻¹²	ridicat	27	mediu	3	Hol.	Proti.
19	309	17	10	2,33·10 ⁻¹²	mediu	15	mediu	3	Pl.	Cern.
20	805	24	22	9,31·10 ⁻¹²	ridicat	47	ridicat	4	Pl.	Cern.
21	383	16	16	1,91·10 ⁻¹¹	ridicat	23	mediu	3	Hol.	Proti.
22	353	40	41	1,17·10 ⁻¹¹	ridicat	104	ridicat	4	Pl.	Cern.
23	675	29	18	2,83·10 ⁻¹²	mediu	22	mediu	4	Pl.	Cern.
24	1221	36	109	4,80·10 ⁻¹¹	ridicat	146	ridicat	4	Pl.	Cern.

Măsurătorile au acoperit formațiuni care au corespuns doar pentru 3 epoci geologice. Pleistocenul a avut cele mai multe măsurători (17) cu o pondere de 70 % din total, fiind urmat de Holocen (6), cu o pondere de 25 % din măsurători. Miocenul a avut doar o singură măsurătoare care a însemnat 4,2 % din total. Din punct de vedere pedologic, măsurătorile au suprapus peste 3 clase de sol. Cernisolurile, cu 12 măsurători, au cea mai mare pondere din total (50 %), fiind urmate de Protisoluri cu 11 măsurători (45,9 %) și Hidrisoluri cu o singură măsurătoare (4,2 %).

Prin calcularea coeficientului de corelație Pearson, pentru toate variabilele, nu s-a obținut o corelație semnificativă statistic între concentrația de radon rezidențial și oricare dintre acestea, singura excepție fiind permeabilitatea ($r = 0,420$, $p < 0,05$). În schimb, corelații semnificative statistic s-au observat din toate încrucișările variabilelor care rezultă din concentrația de radon din sol (media geometrică, Potențialul Kemski, Potențialul și Indicele de radon Neznal) ($p < 0,01$), lucru care este firesc, având în vedere ca au la bază același set de valori. De asemenea, a fost obținută o corelație semnificativă statistic între variabila GEOLOGIE și media geometrică a concentrației de radon ($r = 0,697$, $p < 0,01$), Potențialul de radon Neznal ($r = 0,567$, $p < 0,01$), Indicele de radon Neznal ($r = 0,653$, $p < 0,01$) și Potențialul Kemski ($r = 0,749$, $p < 0,01$), precum și pentru potențialul de radon din media geometrică ($r = 0,464$, $p < 0,05$). Nicio corelație semnificativă statistic nu a fost obținută pentru variabila PEDOLOGIE ($p > 0,05$). În Tabelul 28 este prezentat sumarul corelațiilor statistice pentru parametrii măsurați.

Testul χ^2 a confirmat că nu există o dependență semnificativă statistic între concentrația de radon rezidențial și concentrația de radon din sol, potențialul de radon și indicele de radon ($p > 0,05$).

Tabelul 28. Corelații statistice determinate pentru parametrii măsurați; **corelația este semnificativă la un nivel de 0.01; *corelația este semnificativă la un nivel de 0,05.

Corelația Pearson	CRn_anual	M.G. CRn	M.G.Potențial Rn	R.P. Kemski	R.P. Neznal	R.I. Neznal	M.G. perm.	Clasa perm.	GEO.	PEDO.
CRn_anual	X	-0,018	0,317	0,105	0,269	0,187	0,420*	0,143	-0,118	-0,245
M.G. CRn	-0,018	X	0,796**	0,765**	0,758**	0,727**	-0,374	-0,332	0,697**	-0,154
M.G. Potențial Rn	0,317	0,796**	X	0,698**	0,881**	0,818**	0,238	0,137	0,464*	-0,011
R.P. Kemski	0,105	0,765**	0,698**	X	0,862**	0,870**	-0,123	-0,317	0,749**	-0,073
R.P. Neznal	0,269	0,758**	0,881**	0,862**	X	0,891**	0,137	-0,027	0,567**	0,075
R.I. Neznal	0,187	0,727**	0,818**	0,870**	0,891**	X	0,143	0,016	0,653**	-0,084

M.G. perm.	0,420*	-0,374	0,238	-0,123	0,137	0,143	X	0,829**	-0,420*	0,375
Clasa perm.	0,143	-0,332	0,137	-0,317	-0,027	0,016	0,829**	X	-0,494*	0,389
GEOLOGIE	-0,118	0,697**	0,464*	0,749**	0,567**	0,653**	-0,420*	-0,494*	X	-0,401
PEDOLOGIE	-0,245	-0,154	-0,011	-0,073	0,075	-0,084	0,345	0,389	-0,401	X

5.4. Discuții

Din testele statistice a rezultat că, atât pentru măsurătorile rezidențiale cât și pentru cele din sol, cel mai mare impact asupra valorilor măsurate îl are variabila GEOLOGIE. Mai mult, pentru potențialul și indicele de radon Neznal, precum și pentru potențialul de radon geogenic Kemski, doar variabila GEOLOGIE are un impact semnificativ statistic. În ceea ce privește permeabilitatea, un impact superior asupra valorilor îl deține variabila PEDOLOGIE, dar acest lucru este firesc în contextul în care solul este cel care influențează valorile permeabilității. Impactul semnificativ statistic pentru interacțiunea dintre GEOLOGIE și PEDOLOGIE, atât pentru concentrațiile de radon rezidențial cât și pentru cele măsurate în gazul de sol, poate avea legătură cu faptul că solul reflectă caracteristicile mineralogice și petrografice ale rocilor parentale, implicit nivelele de radioactivitate ale acestora.

Se observă, de altfel, un model de distribuție a valorilor în ceea ce privește epocile geologice și clasele de sol, dar acest lucru este normal sub aspectul că solurile vor reflecta caracteristicile mineralogice și petrografice ale rocilor parentale, implicit nivelul de radioactivitate.

Astfel, putem afirma că, cel puțin pentru municipiul Cluj-Napoca, factorul geologic pare să controleze mai mult concentrațiile de radon geogenic, implicit potențialul de radon.

Cu toate că același lucru se observă la prima vedere și pentru măsurătorile rezidențiale – în sensul în care au fost observate diferențe semnificative statistic pentru variabilele GEOLOGIE și PEDOLOGIE în ceea ce privește concentrația de radon – observăm că nu există nicio corelație între concentrația de radon rezidențial și concentrația de radon din sol, din faza de diagnostic. Prin acest test s-au verificat și la nivel local rezultatele deja cunoscute pentru cele 5 așezări urbane din proiectul SMART-RAD-EN, și anume că variația radonului în interior nu depinde doar de variația rado-

nului din sol. Discrepanța mare între valorile rezidențiale și cele măsurate în sol poate fi pusă în primă instanță și pe seama potențialului de radon, fiind cunoscut faptul că permeabilitatea joacă un rol extrem de important pentru clasificarea riscului pentru solurile de fundare (Neznal și Neznal, 2005). Însă, nici din acest punct de vedere nu s-au observat corelații între valorile măsurate în interior și potențialul de radon, fie el exprimat prin metoda Kemski sau Neznal. Mai mult, dacă analizăm tabelul 28, observăm că, în cazurile reședințelor 7, 8, 9 și 13, deși potențialul de radon Neznal a înregistrat un indice scăzut (inclusiv potențialul de radon geogenic Kemski a fost clasat în clasa 1), în interior s-au înregistrat valori ale concentrației de radon peste nivelul de referință, de 300 Bq/m³. Ce e drept, pentru majoritatea celorlalte amplasamente, valorile măsurate sunt încadrate în categoria de indice de radon mediu (14- 58,3%) și ridicat (8- 33,3 %).

Demn de menționat este faptul că, în ceea ce privește pedologia, în cazul măsurătorilor rezidențiale unde s-au înregistrat valori peste 300 Bq/m³, incintele s-au suprapus peste solurile cu cea mai bună permeabilitate măsurată (Cernisoluri și Protisoluri). De altfel, în cazul măsurătorilor pe transecte geologice, toate formațiunile și tipurile de sol traversate prin măsurători de radon au prezentat indice de radon Neznal, în special mediu și ridicat. Același lucru se observă și în cazul potențialului de radon Kemski, unde majoritatea claselor sunt 3 și 4 (ceea ce semnifică un potențial de radon peste mediu-spre ridicat), atât pentru epocile geologice cât și pentru clasele de sol. În teorie, acest lucru înseamnă că toate aceste formațiuni și tipuri de soluri sunt susceptibile să ofere valori ale concentrației de radon din interior peste nivelul de 300 Bq/m³. Ori, din totalul de măsurători rezidențiale, deși s-au acoperit aceleași epoci geologice și clase de sol ca în cazul măsurătorilor din sol, valorile care au depășit 300 Bq/m³ sunt atribuite în cea mai mare proporție Pleistocenului (22,4 % din totalul măsurătorilor rezidențiale atribuite acestei perioade) și Holocenului (12,4 % din totalul măsurătorilor rezidențiale atribuite acestei perioade) urmate fiind, de Oligocen-Miocen (20 % din totalul măsurătorilor rezidențiale atribuite acestei perioade) și Miocen (1,5 % din totalul măsurătorilor rezidențiale atribuite acestei perioade). Din punct de vedere pedologic, Protisolurile dețin cele mai multe depășiri (16,5 % din totalul măsurătorilor rezidențiale atribuite acestei clase de sol) urmate de Cernisoluri (13,6

% din totalul măsurătorilor rezidențiale atribuite acestei clase de sol) și Hidrisoluri (13 % din totalul măsurătorilor rezidențiale atribuite acestei clase de sol). Cu alte cuvinte, proporțiile dintre indicele de radon, respectiv potențialul de radon (Neznal și Kemski) și depășirile din rezidențial au fost păstrate doar pentru Pleistocen și Holocen, respectiv Cernisoluri și Protisoluri. În ceea ce privește Miocenul, care a avut a treia cea mai mare frecvență în măsurătorile rezidențiale, cu o pondere de 23,5 % din totalul măsurătorilor, și care a deținut 14,3 % din totalul indicilor de radon ridicat și 40,9 % din totalul indicilor de radon mediu, a prezentat doar o singură depășire peste 300 Bq/m³, ceea ce înseamnă 1,5 % din totalul măsurătorilor rezidențiale atribuite acestei perioade. Având în vedere toate aceste aspecte semnalate până acum, putem afirma că atât indicele cât și potențialul de radon Neznal, dar și potențialul de radon Kemski, precum și concentrația de radon din gazul de sol nu explică întru totul concentrațiile de radon rezidențial și nici variația acestuia din interior, nici măcar la nivel local, unde măsurătorile s-au suplimentat, pe transecte geologice. Astfel, acestea nu pot oferi decât o imagine aproximativă asupra riscului geogenic pentru radonul din interior.

Cu toate acestea, un model de distribuție a valorilor pentru radonul din gazul de sol și cel rezidențial îl reprezintă Pleistocenul, care a păstrat proporțiile în ceea ce privește maximele, mediile și medianele concentrațiilor înregistrate. Pentru radonul rezidențial, Pleistocenul a prezentat cele mai mari maxime (1221 Bq/m³), medii aritmetice (192,9 Bq/m³) și mediane (132 Bq/m³), la distanță mare de valorile atribuite celorlalte epoci geologice. Pentru radonul din sol Pleistocenul a prezentat, de asemenea, cea mai mare maximă (77.7 kBq/m³) și mediană (35,8 kBq/m³) și a doua cea mai mare medie aritmetică (35,2 kBq/m³) după media aritmetică a Oligocen-Miocenului (38,9 kBq/m³) - care a prezentat a doua cea mai mare maximă (73,8 kBq/m³) și mediană (35,2 kBq/m³). Trebuie ținut cont, totuși, că Oligocen-Miocenul a reprezentat doar 5,6 % din totalul măsurătorilor din sol și 3,7 % din totalul măsurătorilor rezidențiale, oferind 5,9 % din totalul de depășiri peste limita de 300 Bq/m³.

Un alt model de distribuție este legat de interacțiunea dintre epocile geologice și clasele de sol - Pleistocen vs Cernisoluri, respectiv Holocen vs Protisoluri. Cu toate acestea, deși solurile pot explica potențialul de radon

prin prisma permeabilității care influențează aceste valori, nu pot explica direct concentrațiile de radon măsurate în sol. Pentru a găsi o explicație pentru valorile măsurate, trebuie privit strict din punct de vedere geologic.

Cele mai mari maxime ale valorilor concentrației de radon măsurate în gazul de sol sunt atribuite Pleistocenului, urmat fiind, în ordine descrescătoare, de Oligocen-Miocen, Miocen, Oligocen, Holocen și Eocen. Această ordine poate reprezenta, într-o oarecare măsură, potențialul radioactiv pe care formațiunile atribuite fiecărei epoci geologice îl deține.

Pentru Pleistocen, valorile măsurate în gazul din sol pot fi corelate cu aria sursă a sedimentelor din care sunt constituite depozitele teraselor medii și superioare ale Someșului Mic. În aceasta se înscriu roci magmatice, cunoscute cu un potențial radioactiv însemnat, ce aparțin de masivul granitic Muntele Mare.

Primul autor care a pus în evidență potențialul radioactiv relativ ridicat al unor ape din Cluj-Napoca, în relație cu aria sursă a depozitelor cuaternare, este Atanasiu (1927, 1931) care, după măsurători sistematice în rețeaua de apă potabilă a municipiului și alte cercetări extinse în zona montană, concluzionează că valorile măsurate sunt o reflectare a conținutului de elemente radioactive din matricea minerală a acviferelor (fragmente mari de roci eruptive, în special granit pe care le-a observat în probe provenite de la săparea unor puțuri în Florești). Acesta pune în legătură radioactivitatea măsurată în ape cu masivul granitic de la Măguri-Răcățau și arată că aceste valori ridicate nu au doar caracter local ci sunt comune tuturor teraselor inferioare și luncii Someșului din lungul văii. Ba mai mult, observă o creștere a valorii radioactivității în ape odată cu apropierea de masivul granitic.

Aceeași tendință de creștere a radioactivității în apele subterane din bazinul hidrografic al Someșului Mic este pusă în evidență și de cercetările lui Cosma și Baci (2002) care arată, de asemenea, că valorile concentrației de radon măsurate sunt în relație cu prezența fragmentelor de roci endogene cu conținut ridicat de substanțe radioactive din aluviuni, a cărei arie sursă se leagă de masivul granitic de la Măguri-Răcățau. Pentru radonul din sol, aceeași autori raportează concentrații mari, care variază de la 18 la 122,2 kBq/m³, însă aceste valori sunt mult mai neuniform distribuite, odată cu urcarea în amonte.

Moldovan et al. (2013) identifică pentru apele subterane de la Măguri-Răcătau o valoare medie a concentrației de radon de 68,4 Bq/l, de patru ori mai mare decât valoarea medie obținută pentru Transilvania, și pune acest fapt pe seama prezenței granitului la suprafață, care poate favoriza acumularea radonului în sol și în ape.

Un lucru inedit îl reprezintă faptul că aceeași arie sursă este reprezentativă și pentru depozitele Holocene ale luncii Someșului Mic, dar acestea au prezentat valori mai mici față de Pleistocen în ceea ce privește concentrația de radon din sol. De asemenea, în măsurătorile din gazul de sol efectuate nu s-a observat o creștere a concentrației de radon spre amonte, valorile fiind neuniform distribuite pe întreg arealul.

Acest lucru poate fi datorat evoluției diferite a râului în cele două epoci geologice, ca o consecință a variațiilor climatice de mare amploare care au influențat oscilații de activitate fluvială. Tranziția de la perioadele glaciare (predominant grosiere) la interglaciare (predominant fine) și invers poate declanșa o intensificare a proceselor de eroziune și agradare, care modifică major topografia cursului de apă. O manifestare indirectă este atribuită timpului necesar pentru ca vegetația să reacționeze la schimbările climatice, care poate avea ca efect schimbarea dramatică a raportului dintre scurgere și debitul solid disponibil. La aceasta se adaugă prezența permafrostului sau a înghețului sezonier al solului care pot afecta la rândul lor distribuția scurgerii în cadrul sistemului fluvial (Feier, 2010 și referințele din text).

Mai multe studii au evidențiat că râurile dezvoltă, în principal, modele împletite în timpul glaciațiunii, datorită cantităților mari de sedimente cu granulație grosieră și unei scurgeri amplificate, în timp ce în perioadele mai blânde acestea prezintă un model șerpuit, datorat vegetației bine dezvoltate, a unei scurgeri mult mai echilibrate, implicit a unei încărcări limitate de sedimente (Nador et al., 2007 și referințele din text).

Observațiile morfologice și de natură sedimentară asupra depozitelor fluviale din Europa centrală și de nord-vest au scos în evidență faptul că terasele s-au format ca răspuns la fluctuațiile climatice generate de ciclurile Milankovitch (Nador et al., 2003; Brigland și Westway, 2008). La finele Pliocenului - care a înregistrat un optim climatic - are loc o degradare bruscă și instalarea unor ciclicități glaciare-interglaciare ce păstrează aceeași frecvență până în Pleistocenul mediu, când se face trecerea de la ciclurile climatice

Milankovich de 41.000 ani la cele de 100.000 de ani (Head și Gibbard, 2015). În tot acest interval au fost înregistrate 100 de oscilații climatice globale cu amplitudini mult mai mari decât cele înregistrate pentru Holocen (Feier, 2010, sensu Kukla și Cilek, 1996). După acest interval, ciclurile glaciari-interglaciari au avut un impact mai puternic asupra scurgerii, ceea ce a favorizat trecerea de la rețele hidrografice extinse (în care lățimea luncilor era mult mai mare decât în prezent și predomina procesul de agradaire) la rețele hidrografice fixate (caracterizate printr-o incizie pronunțată pe verticală și detașarea de vechile terase) (Feier, 2010).

Bridgland și Westaway (2008) arată că, pentru majoritatea râurilor din Europa, deși există câteva excepții, formarea teraselor a avut loc la o rată de 1:1 per ciclu climatic Milankovitch de 100.000 de ani, în special în Pleistocenul Mediu și Superior.

Ultimul eveniment de mare amploare climatică s-a petrecut în Holocen și este caracterizat de o creștere bruscă a temperaturii, care a condus la topirea ghețarilor din domeniul montan și la schimbarea vegetației. Această asocieră de evenimente a condus, de asemenea, la descreșterea cantităților de debit lichid și solid de pe suprafața bazinelor hidrografice, implicând la reducerea dimensiunii albiilor aluviale (Feier, 2010).

Pendea et al. (2009), analizând o secvență depozițională de vârstă Pleistocen Superior, de la Florești, identifică pentru aceasta patru stadii morfoclimatice, dintre care ultimul este asociat unor condiții de mediu extreme datorate, cel mai probabil, manifestărilor de maxim ale ultimului Glacial. Studiile de polen au indicat că, în ultimul stadiu morfoclimatic, vegetația arboricolă a fost îndepărtată complet din întreaga regiune și înlocuită de vegetație ierboasă. În aceste condiții climatice sedimentarea s-a produs într-un sistem de energie înaltă, inclusiv cea eoliană.

Mai mult, Feier (2010) determină compoziția petrografică a pietrișurilor fluviale din patul albiei Someșului Mic, de vârstă holocenă și indică că principala pondere în alcătuirea acestor depozite o are materialul metamorfic, provenit din formațiunile cristalofiliene ale "Seriei de Arada" și Seriei de Someș (șisturi cristaline și cuarțite) chestiune explicabilă prin faptul că zona de proveniență a acestor materiale reprezintă cea mai mare parte din suprafața de drenaj a bazinului superior. Rocile magmatice (granit, pegmatite, andezite) au o participare mult mai redusă în structura materialului

aluvionar, dar acest lucru poate fi o consecință directă a faptului că aria sursă a acestora ocupă o suprafață mult mai redusă. Cu toate acestea, după cum era firesc, rocile magmatice au un aport mai mare în zona de trecere a râului din zona montană în cea depresionară, însă din punct de vedere granulometric, clastele de dimensiuni mari, din clasa granulometrică de 64-32 mm lipsesc în secțiunea dintre Gilău și Dej unde s-au efectuat probările. Acest lucru intră în contradicție cu observațiile făcute de către Atanasiu (1927), care semnaleză prezența granitului, în depozitele aluvionare ale terasei inferioare de la Florești, sub forma unor claste de mari dimensiuni.

Astfel, în perioada atribuită ultimului Glacial, atât eroziunea, cât și aportul sedimentar au fost cu câteva ordine de mărime mai mari față de perioada Holocenului, aspect care se poate traduce printr-un aport mult mai ridicat al rocilor magmatice în sedimentele teraselor inferioare și superioare ale Someșului Mic, de vârstă pleistocenă, ceea ce poate fi o explicație a diferențelor înregistrate pentru Pleistocen și Holocen.

În general este acceptat că valoarea concentrației gazului de radon din sol reflectă geochimia rocilor parentale și că geologia poate explica aceste valori (Gundersen et al., 1988; Gundersen și Schumann, 1996; Kemski et al., 1996; Etiope și Martinelli, 2002; Kemski et al., 2004, 2005; Adepelumi et al., 2005), aspect pe care l-am evidențiat și în studiul de față.

Necesitatea de a preveni efectele nocive ale radonului a făcut ca multe țări, printre care și România, să abordeze această problematică din perspectiva definirii zonelor cu potențial de risc la radon. Cea mai utilizată metodă la nivel european a fost aceea de a defini zonele de risc în funcție de concentrațiile de radon din interior, ceea ce a condus la dezvoltarea atlasului European de radon (Tollefsen et al., 2014). Această abordare a avut de la început un caracter pur estimativ, recomandările fiind ca harta de radon (indoor) să nu fie folosită ca înlocuitor pentru măsurătorile de interior. Mai mult, Bossew (2015) arată că datele de radon provenite din măsurătorile rezidențiale nu sunt suficiente pentru trasarea cu acuratețe a riscului de radon și consideră că o abordare din punct de vedere al potențialului de radon în sol ar fi mult mai potrivită.

O altă încercare a fost aceea de a pune în relație geologia cu radonul rezidențial, fiind cunoscut faptul că geologia este factorul de control cel mai important asupra distribuției de elemente radioactive în substrat, dar și acest demers s-a dovedit insuficient (Appleton și Miles, 2010; Tondeur

et al., 2014; De Novellis et al., 2014). Appleton și Miles (2010) arată că doar 25 % din variația totală a concentrației de radon de interior din Anglia și Țara Galilor poate fi explicată de geologie, iar Tondeur et al. (2014) indică că doar 15,4 până la 17,7 % din variația radonului din interior, din regiunea Valonia din Belgia, poate fi atribuită factorului geologic.

În fine, cea mai apreciată metodă la momentul actual, la nivel internațional, este de a aborda nivelul de risc la radon sub forma potențialului de radon de sine stătător sau în relație cu alți factori precum geologia, arhitectura caselor, factorii de mediu sau antropici etc. (Neznal et al., 2004; Kemski et al., 2005; Ielsch et al., 2010; Pasztor et al., 2016; Yarmoshenko et al., 2016; Ciotoli et al., 2017; Giustini et al., 2019). Deși această metodă oferă o rezoluție îmbunătățită a potențialului de risc pentru interior față de metodele precedent prezentate, eficacitatea acestora este intens dezbătută în cercurile de profil, mai ales sub aspectul unei hărți de predicție a riscului la radon.

Friedmann et al. (2017) arată într-un studiu complex, care ia în considerare corelațiile dintre radonul rezidențial și concentrația de radon din sol, permeabilitate, conținutul de radium al solurilor precum și rata dozei ambientale echivalente, că toate aceste variabile, nici măcar când sunt considerate laolaltă, nu pot oferi o clasificare de risc la radon viabilă pentru o anumită regiune geologică.

Toate datele și rezultatele studiului de față subliniază că nicio variabilă luată în considerare în acest demers științific (concentrație de radon din sol, permeabilitate, potențial și indicele de radon, geologie, pedologie) tratată separat sau combinată cu altă variabilă, nu pot oferi decât o viziune aproximativă asupra riscului de radon dintr-o anumită zonă și nu ar trebui folosite ca surogat pentru măsurătorile de interior.

Bibliografie (Cap. 5)

- Adepelumi, A.A., Ajayi, T.R., Ojo, O., 2005. Radon soil-gas as a geological mapping tool: case study from basement complex Nigeria. *Environmental Geology*, 48: 762-770.
- Appleton, D.J., Miles, J.C.H., 2010. A statistical evaluation of the geogenic controls on indoor radon concentrations and radon risk. *Journal of Environmental Radioactivity*, 101(10): 799-803.

- Atanasiu, G., 1927. Radioactivitatea apei potabile din Cluj și valoarea ei medicală. *Clujul Medical*, 5: 3-30.
- Atanasiu, G., 1931. Radioactivitate des sources d'eau de Roumanie. III. *Anuarul Institutului Geologic al României*, 16: 935-943.
- Bossey, P., 2015. Mapping the Geogenic Radon Potential and Estimation of Radon Prone Areas in Germany. *Radiation Emergency Medicine*, 4: 13-20.
- Bridgland, D. R., Westaway, R., 2008. Preservation patterns of Late Cenozoic fluvial deposits and their implications: results from IGCP 449. *Quaternary International*, 189: 5-38.
- Ciotoli, G., Voltaggio, M., Tuccimei, P., Soligo, M., Pasculi, A., Beaubien, S.E., 2017. Geographically weighted regression and geostatistical techniques to construct the geogenic radon potential map of the Lazio region: A methodological proposal for the European Atlas of Natural Radiation. *Journal of Environmental Radioactivity*, 166: 355-375.
- Cosma, C., Baciuc, C., 2002. Dinamica radonului. In: Cristea, V., Baciuc, C., Gafta, D. (eds). *Municipiul Cluj- Napoca și zona periurbană. Studii Ambientale*: 79-88.
- De Novellis, S., Pasculli, A., Palermi, S., 2014. Innovative modeling methodology for mapping of radon potential based on local relationships between indoor radon measurements and environmental geology factors. *WIT Transactions on Information and Communication Technologies*, 47(9): 109-119.
- Etioppe, G., Martinelli, G., 2002. Migration of carrier and trace gases in the geosphere: an overview. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 129(3-4): 185-204.
- Feier, I., 2010. Reconstituirea evoluției geomorfologice a văii Someșului Mic în Eocen. Teză de doctorat, Facultatea de Geografie-Geologie, Universitatea Al. I. Cuza, Iași, 276 pp.
- Florea, N., Asvadurov, H., 1994. Harta solurilor Republicii Socialiste România. Foaia 10 Cluj, L-34- XII, 1:200.000. Institutul de Cercetări pentru Pedologie și Agrochimie, București.
- Friedmann, H., Baumgartner, A., Bernreiter, M., Graser, J., Gruber, V., Kabrt, F., Kaineder, H., Maringer, F.J., Ringer, W., Seidel, C., Wurm, G., 2017. Indoor radon, Geogenic radon surrogates and geology – Investigations on their correlation. *Journal of Environmental Radioactivity*, 166: 382-389.
- Giustini, F., Ciotoli, G., Rinaldini, A., Ruggiero, L., Voltaggio, M., 2019. Mapping the geogenic radon potential and radon risk by using Empirical Baesyan Kriging regression: A case study from a volcanic area of central Italy. *Science of the Total Environment*, 661: 449-464.
- Gundersen, L.C.S., Reimer, G.M., Wiggs, C.R., Rice, C.A., 1988. Radon potential of rocks and soils in Montgomery County, Maryland. U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map, Series Number: 2043.

- Gundersen, L.C.S., Schumann, R.R., 1996. Mapping the radon potential of the United States: Examples from the Appalachians. *Environment International*, 22(1): 829-837.
- Head, M. J., Gibbard, P.L., 2015. Early-Middle Pleistocene transitions: an overview and recommendation for the defining boundary. Geological Society, London, Special Publication, 247: 1-18.
- Ielsch, G., Cushing, M.E., Combes, P., Cuney, M., 2010. Mapping of the geogenic radon potential in France to improve radon risk management: methodology and first application to region Bourgogne. *Journal of Environmental Radioactivity*, 101: 813-820.
- Kemski, J., Klingel, R., Siehl, A., 1996. Clasification and mapping of radon-affected areas in Germany. *Environment International*, 22(1): 789-798.
- Kemski, J., Siehl, A., Stegemann, R., Valdivia-Manchego, M., 2004. Mapping the geogenic radon potential in Germany. *The Science of the Total environment*, 272: 217-230.
- Kemski, J., Klingel, R., Siehl, A., Stegemann, R., 2005. Radon transfer from ground to houses and prediction of indoor radon in Germany based on geological information. *Radioactivity in the environment*, 7: 820-832.
- Kukla, G.J. Cilek V., 1996. Plio-Pleistocene megacycles: record of climate and tectonics. *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*, 120: 171-194.
- Moldovan, M., Niță, D.C., Costin, D., Cosma, C., 2013. Radon concentration in ground water from Măguri Răcătău area, Cluj county. *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, 8(3): 81-86.
- Nador, A., Lantos, M., Toth-Makk, A., Thamo-Bozso, E., 2003. Milankovitch-scale multi-proxy records from fluvial sediments of the last 2.6 Ma, Pannonian Basin, Hungary. *Quaternary Science Reviews*, 22: 2157-2175
- Nador, A., Thamo-Bozso, E., Magyari, A., Babinszki, E., 2007. Fluvial responses to tectonics and climate change during the Late Weichselian in the eastern part of the Pannonian Basin (Hungary). *Sedimentary Geology* 202: 174-192
- Neznal, M., Neznal, M., Matolín, M., Barnet, I., Mikšová, J., 2004. The new method for assessing the radon risk of building sites. *Czech Geological Survey Special Papers*, Prague, 16: 7-47.
- Neznal. M., Neznal. M., 2005. Permeability as an important parameter for radon risk classification of foundation soils. *Annals of Geophysics*, 48(1): 175-180.
- Pasztor, L., Ssabo, K., Szatmari, G., Laborcsi, A., Horvath, A., 2016. Mapping geogenic radon potential by regression kriging. *Science of the Total Environment*, 544: 883-891.
- Pendea, I.F., Gray, J.T., Ghaleb, B., Tanțău, I., Bădărău, A.S., Nicorici, C., 2009. Episodic build-up of alluvial fan deposits during the Weichselian Pleniglacial

- in the western Transylvanian Basin, Romania and their paleoenvironmental significance. *Quaternary International*, 198: 98-112.
- Răileanu, G., Saulea, E., 1967. Republica Socialistă România, Harta Geologică. Foaia 10 Cluj, L-34- XII, 1:200.000. Comitetul de Stat al Geologiei, Institutul Geologic, București.
- Tollefsen, T., Cinelli, G., Bossew, P., Gruber, V., De Cort, M., 2014. From the European indoor radon map towards an atlas of natural radiation. *Radiation Protection Dosimetry*, 162: 129-134.
- Tondeur, F., Cinelli, G., Dehandschutter, B., 2014. Homogeneity of geological units with respect to the radon risk in Wallon region of Belgium. *Journal of Environmental Radioactivity*, 139: 140-151.
- Yarmoshenko, I., Malinovsky, G., Vasilyev, A., Onischenko, A., Seleznev, A., 2016. Geogenic and anthropogenic impacts on indoor radon in the Techa River region. *Science of the Total environment*, 571: 1298-1303.

6

Capitolul

Concluzii

Studiul premergător, de unde a rezultat prima hartă de radon în sol și apă pentru România, a indicat că, din totalul celor 2564 de măsurători în sol a căror valori au fost cuprinse între 0,2 și 179 de kBq/m³, media aritmetică a concentrației de radon din sol este de 29,3 kBq/m³ iar media geometrică este de 24,5 kBq/m³. În schimb, din totalul celor 2452 de măsurători în apă, media aritmetică a concentrației de radon în apă a fost de doar 9,8 Bq/l, ceea ce înseamnă că aceasta nu prezintă o contribuție semnificativă la concentrația radonului din interior, spre deosebire de valorile din sol care pot fi o explicație pentru radonul măsurat în locuințe.

Mai mult, la nivelul acestui studiu au fost observate anumite modele geologice cu privire la distribuția valorilor măsurate. S-a observat pentru radonul din sol că valorile mari sunt caracteristice zonelor de metamorfic ale Unităților Carpatice, fiind astfel explicate prin compoziția chimică a rocilor care le compun. Valori mari în apă au fost măsurate în depozite cuaternare din Câmpia de Vest, aspect care a fost pus pe seama ariei sursă, reprezentată de fațada vestică a Munților Apuseni. Cele mai mari concentrații de radon în apă de până la 100 Bq/l, au fost măsurate în zonele mezometamorfe și granitice ale Munților Apuseni.

Din primele măsurători ale radonului rezidențial din Cluj-Napoca, din prima parte a proiectului de cercetare SMART-RAD-EN, a reieșit că 17,5 % dintre reședințele investigate prezintă valori peste nivelul de referință. S-a observat încă din acest stadiu al cercetării un model geologic

care plasează cele mai mari concentrații la nivelul Cuaternarului (Holocen și Pleistocen), existând posibilitatea ca acestea să se lege de aria sursă a depozitelor (masivul granitic din Apuseni).

În ceea ce privește studiul care s-a axat pe identificarea căilor de pătrundere a radonului în interior, acesta a indicat, pentru toate casele participante (din toate cele 5 orașe), solul de sub fundație și dimprejurul acesteia ca sursă principală a radonului din interior. Cu toate acestea nu s-a observat nicio corelație semnificativă statistic între concentrația de radon rezidențial și exalație, concentrația de radon din fisuri, concentrația de radon din sol, indicele și potențialul de radon. Acest lucru semnifică că variația radonului în sol nu a influențat direct variația radonului din interior, iar indicele de radon nu a oferit indicii suficiente cu privire la nivelul de radon rezidențial și, astfel, nu este recomandat a fi folosit ca surogat al măsurătorilor din interior. De altfel, s-au identificat corelații ale nivelului de radon din interior și elemente constructive care au condus la concluzia că, alături de geologie, factorii care țin de astfel de caracteristici de construcție și modul de folosință al caselor, joacă un rol important în acumularea și variația radonului în interior.

A fost observată o tendință pentru casele izolate termic de a prezenta valori mai ridicate ale concentrației de radon în interior față de casele lipsite de izolație, aspect cauzat de aerisirea naturală deficitară. De asemenea s-a observat că lipsa șapei de beton poate conduce la o creștere a ratei de exalație a radonului.

În România, valorile concentrației de radon în interiorul clădirilor (locuințe și clădiri publice) variază de la câțiva zeci de Bq/m³ până la câteva mii, media pe țară fiind situată (la nivelul măsurătorilor efectuate până în anul 2017) la 133 Bq/m³. Dar această valoare este posibil să nu fie reprezentativă, în contextul în care măsurătorile de concentrație de radon în interior au acoperit doar o treime din suprafața țării.

În ceea ce privește studiul de caz Cluj-Napoca, a fost observat un model de distribuție a valorilor în funcție de vârstele geologice și tipurile de sol, aspect pus pe seama faptului că solurile reflectă caracteristicile mineralogice și petrografice ale rocilor parentale.

Toate datele analizate în această etapă au indicat că geologia are un impact mai mare decât pedologia atât asupra valorilor concentrației de

radon măsurate în interior sau în sol precum și asupra potențialelor de radon Kemski și Neznal, inclusiv asupra indicelui de radon Neznal. Un impact superior îl are pedologia doar asupra valorilor permeabilității. În cazul măsurătorilor rezidențiale unde s-au înregistrat valori peste 300 Bq/m³, reședințele s-au suprapus peste solurile cu cea mai bună permeabilitate măsurată (Cernisoluri și Protisoluri). Astfel, pedologia, prin prisma influenței directe asupra permeabilității, poate influența secundar valorile concentrațiilor de radon măsurate în gazul de sol și, prin relație de corespondență, pe cele din interior. Deși pedologia poate explica potențialul de radon prin prisma permeabilității, nu a putut explica direct concentrațiile de radon măsurate în sol.

Din punct de vedere geologic, valorile concentrației de radon măsurate în gazul de sol atribuite Cuaternarului (Pleistocen și Holocen) pot fi corelate cu aria sursă a sedimentelor din care sunt constituite aceste depozite, deși s-au raportat diferențe semnificative între valorile concentrației de radon din sol măsurate pentru Pleistocen și Holocen. Aceste diferențe pot fi explicabile prin evoluția diferită a Someșului Mic în cele două epoci geologice, ca o consecință a variațiilor climatice de mare amploare care au influențat oscilații de activitate fluvială.

La nivelul municipiului Cluj-Napoca, măsurătorile realizate prin proiectul SMART- RAD-EN, indică că valorile mediei anuale ale concentrației de radon din interior sunt situate între minime de 10 Bq/m³ și maxime de 1221 Bq/m³ cu o medie aritmetică și geometrică de 148, respectiv 102 Bq/m³, și mediana de 91 Bq/m³. Astfel, valoarea medie a concentrației de radon din interior, rezultată după ambele campanii de măsurători, este mai mare decât media aritmetică calculată după prima campanie (139 Bq/m³), fiind totodată mult mai mare decât valoarea medie a concentrației în interior, de 98 Bq/m³, raportată pentru Europa, și mult mai apropiată de valorile măsurate de Republica Cehă și Estonia (140 – 160 Bq/m³).

Cele mai mari maxime ale valorilor concentrației de radon măsurate în interior sunt atribuite Pleistocenului și Holocenului, urmate în ordine descrescătoare de Oligocen-Miocen, Miocen, Eocen și Oligocen.

Pe de altă parte, în ceea ce privește măsurătorile în sol pe transecte geologice, media aritmetică a valorilor concentrației de radon a fost de 25,8 kBq/m³ iar media geometrică de 22,7 kBq/m³. Au fost înregistrate valori minime de 4,3 kBq/m³ și maxime de 77,7 kBq/m³.

Cele mai mari maxime ale valorilor concentrației de radon măsurate în gazul de sol sunt atribuite Pleistocenului, urmat fiind, în ordine descrescătoare, de Oligocen-Miocen, Miocen, Oligocen, Holocen și Eocen. Această ordine poate reprezenta o ierarhie a potențialului radioactiv pe care formațiunile atribuite fiecărei epoci geologice îl deține, cel puțin raportat la nivelul municipiului Cluj-Napoca.

Geologia explică valorile de radon măsurate în gazul de sol, dar nu poate explica decât parțial valorile de radon rezidențial.

Niciuna dintre variabilele luate în considerare în acest demers științific nu poate oferi o predictibilitate satisfăcătoare din punct de vedere al riscului de radon din interior. Totuși, demn de menționat este faptul că toate formațiunile geologice au prezentat valori ale potențialului de radon care pot pune, teoretic, probleme din punct de vedere al riscului de radon din interior. Mai mult decât atât, situația Pleistocenului ar trebui tratată cu maxim interes la nivelul municipiului Cluj-Napoca.

În momentul de față, măsurătoarea individuală cu detectori pasivi rămâne cea mai exactă metodă de a identifica și a stabili nivelul și riscul de radon din interior.

Pe de altă parte, măsurătorile de radon, fie ele în interior, sol sau apă, au scopul de a încuraja realizarea unor politici de bune practici. Studiul radonului aduce laolaltă aspecte ce țin de domenii dintre cele mai diverse, cum ar fi: sănătate publică, medicina muncii, protecția mediului, energie verde, construcții, inginerie etc.

Hărțile de risc a radonului pot ridica diverse probleme de interpretare când sunt folosite de publicul larg. Adevăratul public țintă, însă, sunt autoritățile, care au astfel la dispoziție un indicator al necesității accelerării politicilor publice ce vizează campaniile de conștientizare a riscului asupra sănătății, ghidurile de prevenție și remediere în construcții, alocări de fonduri țintite și nu în ultimul rând alinierea la politicile internaționale. Mai mult, la fel ca în cazul riscului de cancer cauzat de fumat, efectul radonului asupra sănătății are nevoie de studii sistematice, consecvente și complexe.

Studiul de față reprezintă primul demers științific de acest fel din România și poate fi privit ca o verigă care va putea fi utilă în lanțul complex de investigații centrate pe radon. Această carte abordează în premieră, la nivel național, studiul complex al radonului de interior și al radonului

geogenic în relație cu geologia și pedologia, și trasează primele concluzii în ceea ce privește predicția riscului la radon. Totodată, au fost aduse noi date în domeniul cercetărilor de radon, sub aspectul surselor și căilor de pătrundere a radonului în interior. De asemenea, datele rezultate din măsurătorile efectuate oferă o viziune mai amplă în ceea ce privește riscul de radon în anumite zone ale țării dar și la nivel local, în cazul studiului axat pe municipiul Cluj-Napoca.

Predicția riscului de radon din interior, precum și a celui geogenic, rămâne în continuare o problemă deschisă pentru studii viitoare. Deși metodele statistice pe care le-am folosit în acest studiu sunt utilizate pe scară largă, ele pot avea unele limitări. Concentrația de radon din interior este influențată de o serie de variabile care sunt dificil de cuantificat și mult mai greu de analizat, laolaltă, prin metodele statisticii clasice. În viitor dorim să abordăm această chestiune cu ajutorul programelor de inteligență artificială (AI) și învățare automată (machine learning) care pot permite analiza simultană a datelor cantitative și calitative ce poate conduce, în teorie, la predicția riscului de radon din interior cu o precizie ridicată.

O serie de alte variabile vor fi luate în considerare în studiile viitoare, precum conținutul în alte elemente radioactive al solurilor și formațiunilor geologice (Uranu, Thoru, Radium, Potasiu etc.), dar și detaliile arhitecturale și de construcție ale caselor. Acestea din urmă ar trebui grupate și clasate în funcție de variabile comune, și incluse într-o bază de date cu acces public. Urmărim, de asemenea, să identificăm alte noi variabile care să contribuie la o mai bună înțelegere a fenomenelor de generare, transport, emanație și acumulare a radonului.



ISBN 978-606-37-2615-6