

# 1

## Datarea radioactivă

### 1.1 Principiul metodei

Dezintegrarea radioactivă este un proces cu evoluție în timp, caracterizat de o anumită dimensiune temporală dată de timpul de înjumătățire ( $T_{1/2}$ ). Aceasta dimensiune temporală este o caracteristică intrinsecă a radioizotopului fiind extrem de puțin influențată de condițiile exterioare (cum ar fi structura atomică și moleculară). Într-un anumit sens orice orologiu nu face altceva decât să genereze un anumit interval constant de timp (sau bază de timp), putându-ne imagina o similitudine între cele două sisteme: orologiul destinat măsurării intervalelor de timp și procesul de dezintegrare caracterizat de  $T_{1/2}$ .

Prezența într-un anumit material a nucleelor radioactive și a nucleelor fice stabile care rezultă prin dezintegrare poate fi folosită ca indicator pentru vârsta acelu material. Simplul fapt că un anumit nuclid radioactiv este prezent într-o structură în care nu există procese care să îl creeze ne furnizează o limită a vârstei acelei structuri. Spre exemplu elementul Tc (tecnețiu) a fost observat prin metode ale spectroscopiei optice în câteva stele. Nu este cunoscut nici un izotop stabil al Tc și cel care trăiește cel mai îndelungat este  $^{98}\text{Tc}$  cu  $T_{1/2}=4.2$  milioane ani. În stadiul staționar în care se află stelele observate nu există procese nucleare care să formeze Tc, așadar el a trebuit să fie încorporat în stele înaintea existenței stelei propriuzise. Aceasta trebuie să se

care  $^{98}\text{Tc}$  s-ar fi redus la  $1/15$  din cantitatea inițială. De asemenea, nu depășește 100 milioane ani, perioadă în care s-ar fi redus cu un factor de  $6 \cdot 10^{11}$ , ceea ce ar fi făcut ca chiar dacă steaua ar fi fost inițial alcătuită din acest singur izotop nu ar mai fi posibilă detectarea lui spectroscopică la momentul actual. În concluzie din simpla observație a prezenței Tc putem spune că steaua respectivă are o vârstă cuprinsă între 10 și 100 milioane ani.

Dezintegrarea unui nucleu părinte "p" în nucleul fiică "f" este caracterizată de constanta de dezintegrare  $\lambda$  cu legătura bine-cunoscută  $\lambda = \ln 2/T_{1/2}$ . Dacă la momentul inițial  $t = 0$  avem o colecție de  $N_p(t = 0) \equiv N_0$  nuclee radioactive, atunci după un interval de timp egal cu  $T_{1/2}$  mai găsim în aceeași colecție un număr  $N_p(t = T_{1/2}) = N_0/2$  nuclee radioactive. După trecerea unui interval de timp  $t$  în probă au mai rămas  $N_p(t)$  nuclee radioactive. Dacă cunoaștem  $N_0$  și  $N_p(t)$  prin măsurare iar  $T_{1/2}$  prin natura izotopului radioactiv atunci se poate determina  $t$  din legea dezintegrării radioactive. Dificultatea utilizării acestui proces apare atunci când îl aplicăm la procese de dezintegrare care se desfășoară peste perioade lungi de timp ( $10^9$  ani), perioade caracteristice proceselor geologice, deoarece în aceste cazuri nu putem măsura evoluția în timp a activității probei. De aceea se utilizează raportul  $N_p/N_f$  la un timp  $t_1$  comparat cu același raport la un moment anterior  $t_0$ . Avem relația evidentă

$$N_f(t_1) + N_p(t_1) = N_p(t_0) \quad (1.1)$$

și

$$N_p(t_1) = N_p(0)e^{-\lambda(t_1-t_0)}$$

din care expresie se deduce următoarea relație între perioadele de timp

$$\Delta t \equiv t_1 - t_0 = \frac{1}{\lambda} \left( 1 + \frac{N_f(t_1)}{N_p(t_1)} \right) \quad (1.2)$$

de unde se poate vedea că dacă se cunoaște constanta de dezintegrare  $\lambda$  și valoarea raportului  $N_f(t_1)/N_p(t_1)$  vârsta probei se obține imediat cu o precizie determinată de precizia în cunoașterea lui  $\lambda$  și statistica de numărare în măsurarea lui  $N_f$  și  $N_p$ . Evident că acest raționament este valabil numai dacă numărul de nuclee

multe ori condiția (??) nu este îndeplinită. Putem avea nucleu fică la momentul  $t_0$  provenite din dezintegrarea nucleelor părinte la momente anterioare lui  $t_0$  sau din procese independente de formare. Avem așadar relația generală

$$N_f(t_1) + N_p(t_1) = N_f(t_0) + N_p(t_0) \quad (1.3)$$

în care apare o necunoscută suplimentară -  $N_f(t_0)$  și deci nu mai putem extrage ușor valoarea  $\Delta t \equiv t_1 - t_0$ . Dacă însă există un izotop al nucleului fică  $f'$  diferit de  $f$  care *nu este format prin dezintegrarea unui radioizotop și nici nu este el radioactiv* atunci

$$N_{f'}(t_1) = N_{f'}(t_0)$$

și se obține relația

$$\frac{N_f(t_1)}{N_{f'}(t_1)} = \frac{N_p(t_1)}{N_{f'}(t_1)} \left[ e^{\lambda(t_1-t_0)} - 1 \right] \frac{N_f(t_0)}{N_{f'}(t_0)} \quad (1.4)$$

în care se măsoară la momentul  $t_1$  rapoartele  $N_f(t_1)/N_{f'}(t_1)$  și  $N_p(t_1)/N_{f'}(t_1)$ . Ecuația (??) reprezintă o linie dreaptă  $y = mx + n$  cu panta și interceptul

$$m = e^{(\lambda(t_1-t_0))-1} \quad \text{respectiv} \quad n = \frac{N_f(t_0)}{N_{f'}(t_0)}$$

iar din valoarea pantei se poate determina vârsta probei  $\Delta t$ .

In cazul dezintegrării



prin comparație cu izotopul stabil  ${}^{86}\text{Sr}$ , se extrage pentru vârsta Pamântului un timp de  $\Delta t = 4.53 \cdot 10^9$  ani. In determinarea vârstei din relația (??) trebuiesc măsurate valorile *relative* ale numărului de atomi și nu valorile absolute. Tehnic vorbind aceasta este o simplificare uriașă mai ales pentru metodele spectrometriei de masă în care valorile relative rezultă direct din măsurătoare.

## 1.2.1 Metodele Uraniu-Plumb și Toriu-Plumb

Metoda clasică pentru determinarea vârstei celor mai vechi roci constă în compararea cantității de uraniu din prezent, cu cantitatea produșilor săi de dezintegrare care s-au acumulat cu o rată ce poate fi estimată, în mod continuu de la formarea rocii respective pâna în momentul datării. În timp, în toate rocile cunoscute au supraviețuit (în diverse cantități) doi izotopi ai uraniului  $^{238}\text{U}$  cu  $T_{1/2} = 4.5 \cdot 10^9$  ani și  $^{235}\text{U}$  cu  $T_{1/2} = 7.1 \cdot 10^8$  ani. Abundențele lor relative în natură sunt în ziua de astăzi 99.3% și respectiv 0.7%. După o serie de dezintegrări  $\alpha$  și  $\beta$  ei dau naștere la doi izotopi ai plumbului:  $^{238}\text{U}$  produce  $^{206}\text{Pb}$  iar  $^{235}\text{U}$  dă naștere la  $^{207}\text{Pb}$ . Considerăm valabilă ipoteza conform căreia o rocă ce conține izotopii radioactivi ai uraniului nu a conținut nuclee de Pb în momentul formării sale. Măsurarea raportului dintre acești izotopi ai Pb și izotopii U furnizează o estimare pentru vârsta acestei roci. Dacă  $t_0$  este momentul de timp în care s-a format roca iar  $t_1$  este momentul de timp actual în care se măsoară această probă, atunci legea dezintegrării radioactive furnizează următoarea dependență

$$N^{238}(t_1) = N^{238}(t_0)e^{-\lambda^{238} \Delta t}$$

unde  $\lambda^{238}$  este constanta dezintegrării radioactive a nucleului  $^{238}\text{U}$ . Numărul nucleelor de  $^{238}\text{U}$  dezintegrate în probă în intervalul de timp  $\Delta t = t_1 - t_0$  este

$$\Delta N^{238} = N^{238}(t_1) [e^{\lambda^{238} \Delta t} - 1] \quad (1.5)$$

Atunci când  $\Delta t$  este mare putem presupune că toate lanțurile de dezintegrare ale nucleelor  $^{238}\text{U}$  au atins stadiul final -  $^{206}\text{Pb}$ . Această ipoteză simplificatoare poate fi corectată măsurând produșii intermediari din lanțul de dezintegrare. Experiența acumulată până în prezent ne arată că ea furnizează o eroare în estimarea lui  $\Delta T$  de cel mult 0.5 milioane ani - mult mai mică decât alte surse de erori. În aceste condiții, numărul de atomi de  $^{206}\text{Pb}$  din probă constituie o bună estimare a valorii lui  $\Delta N^{238}(t_1)$ . Folosind relația (??) rezultă

$$N^{206}(t_1) = N^{238}(t_1) [e^{\lambda^{238} \Delta t} - 1]$$

$$\Delta t = 6.5 \cdot 10^9 \ln \left[ \frac{N^{206}(t_1)}{N^{238}(t_1)} + 1 \right] \quad \text{ani} \quad (1.6)$$

unde  $t_1$  este momentul de timp în care se măsoară numărul de atomi din rocă.

În mod similar, pentru dezintegrarea nucleului  $^{235}\text{U}$  cu produs final  $^{207}\text{Pb}$  se poate scrie relația

$$\Delta t = 1.03 \cdot 10^9 \ln \left[ \frac{N^{207}(t_1)}{N^{235}(t_1)} + 1 \right] \quad \text{ani}$$

unde  $N^{207}$  și  $N^{235}$  sunt numărul de atomi de  $^{207}\text{Pb}$  și respectiv  $^{235}\text{U}$  prezenți în rocă astăzi (acestea sunt numere care se obțin prin măsurare).

În cele mai multe cazuri, cantitatea de  $^{206}\text{Pb}$  produsă din  $^{238}\text{U}$  este mult mai mare decât cea de  $^{207}\text{Pb}$  produsă din  $^{235}\text{U}$  făcând măsurarea primului dintre ele mult mai precisă. De asemenea, atunci când cele mai vechi roci cunoscute s-au format, în urmă cu peste 3 miliarde de ani, concentrația izotopică a  $^{235}\text{U}$  era de peste 20 de ori mai mare decât în ziua de astăzi, rata de producere a  $^{207}\text{Pb}$  fiind comparabilă cu aceea a  $^{206}\text{Pb}$ . Dacă am avea o rocă veche de 5.2 miliarde ani, aceasta ar conține procente egale din cei doi izotopi ai Pb, iar o rocă și mai veche ar conține mai mult  $^{207}\text{Pb}$ . Așadar raportul concentrațiilor izotopilor  $^{207}\text{Pb}$  și  $^{206}\text{Pb}$  dintr-o anumită rocă constituie o metodă pentru determinarea vârstei acelei roci. Pentru roci cu vârsta mai mare ca 1 miliard de ani, această metodă numită *uraniu-plumb* este una dintre cele mai precise. În plus ea nu presupune măsurări absolute de concentrații ale nucleelor U și Pb. Metoda experimentală pentru măsurările izotopice se bazează pe folosirea spectrometriei de masa tradiționale sau la energii mari (tehnica AMS prezentată în Capitolul 13).

Datarea radioactivă poate fi făcută și în cazul rocilor care conțin Toriu. Aici se urmărește izotopul radioactiv  $^{232}\text{Th}$  care se dezintegrează cu timpul de înjumătățire  $T_{1/2} = 1.39 \cdot 10^{10}$  ani și dă naștere în urma unui lanț de dezintegrări izotopului  $^{208}\text{Pb}$ . Dacă într-o anumită rocă se măsoară un raport  $N^{208}/N^{232}$  între numărul de atomi de  $^{208}\text{Pb}$  și  $^{232}\text{Th}$  atunci vârsta rocii va fi dată

$$\Delta t = 2.01 \cdot 10^{10} \ln \left( \frac{N^{208}}{N^{232}} \right) \quad (1.7)$$

Principala ipoteză făcută în raționamentele anterioare este aceea că în rocile analizate întreaga cantitate de Pb existentă provine din dezintegrarea nucleelor de uraniu din acea probă. Putem relaxa această condiție așa cum s-a văzut în deducerea relației (??) dacă știm care a fost compoziția sa izotopică în momentul formării. Plumbul care a apărut în rocă în urma altor procese decât cele de dezintegrare poartă uneori numele de *plumb aboriginal*. Aceasta corecție se poate face numai dacă se poate localiza în rocă un izotop al plumbului care *nu* este produs prin procesele de dezintegrare radioactivă din acea roca.

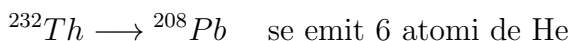
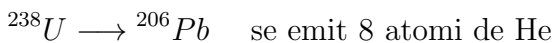
Compoziția izotopică procentuală a Pb din zilele noastre este:  $^{208}\text{Pb}$  - 52.3%,  $^{207}\text{Pb}$ -22.6%,  $^{206}\text{Pb}$ -23.8% și  $^{204}\text{Pb}$  - 1.5%. Atunci când proba conține uraniu dar *nu conține* toriu,  $^{208}\text{Pb}$  din prezent poate fi folosit pentru a determina conținutul de  $^{206}\text{Pb}$  și  $^{207}\text{Pb}$  aboriginali. Atunci când însă conține toriu dar nu conține uraniu, izotopii  $^{206}\text{Pb}$  și  $^{207}\text{Pb}$  pot fi folosiți pentru determinarea  $^{208}\text{Pb}$  aboriginal. În final, dacă în rocă sunt prezente *ambele* elemente U și Th, se poate folosi  $^{204}\text{Pb}$  pentru găsirea celorlalți izotopi aboriginali, deși prin concentrația sa mică face ca erorile metodei să fie destul de ridicate în acest caz.

Un neajuns al tuturor procedurilor enunțate mai sus este acela că în determinarea conținutului de plumb aboriginal din probă s-a utilizat ipoteza că există aceeași distribuție izotopică a plumbului aboriginal la începutul formării rocilor ca și în zilele noastre. Dacă acest lucru este complet adevărat sau numai parțial valabil, constituie un subiect al cercetărilor științifice care urmăresc distribuția izotopică a U, Th și Pb pe întreaga planetă.

### 1.2.2 Metoda Helium-4

O metodă de datare care nu suferă de dificultățile provenite din posibila prezență a Pb aboriginal în probe (discutată în paragraful precedent) constă în studiul raportului dintre He și U sau Th din

formează atomi de He prin reacțiile



Uraniu, având compoziția izotopică din zilele noastre produce He cu rata de  $120 \text{ mm}^3/\text{gram}$  în  $10^6$  ani (în condiții standard de presiune și temperatură) în timp ce Toriu produce  $29 \text{ mm}^3/\text{gram}$  tot în  $10^6$  ani. Dacă o rocă este impermeabilă la gaz, He va fi reținut în acea rocă. Atunci când roca s-a solidificat din magma lichidă tot He care ar fi putut exista în ea a fost eliminat. Ca urmare, putem afirma cu certitudine în acest caz că nu avem He aboriginal în probă. Principalul neajuns al metodei este acela că deși putem ști dacă în prezent roca respectivă nu este permeabilă la He, nu știm dacă aceasta a fost situația în toată istoria evoluției rocii respective. He difuzează prin aproape toate substanțele care sunt fierbinți și nu este improbabil să presupunem că unele roci au fost supuse la temperaturi ridicate într-o anumită perioadă din evoluția lor. Din acest motiv, metodele U-He sau Th-He pot fi considerate ca furnizând o limită inferioară a vârstei unei roci. Spre exemplu, a fost identificată prin această metodă vârsta unor meteoriți, vârstă care este mai mare de 2 miliarde ani. În acest caz trebuie considerată posibilitatea dispariției He din meteorit prin reacții nucleare induse de razele cosmice. Acest lucru poate fi verificat prin măsurarea izotopului  $^3\text{He}$  care nu rezultă din seria de dezintegrare a U sau Th dar care este produs cu mare probabilitate în reacțiile cu razele cosmice.

### 1.2.3 Metoda Toriu-230

Izotopul radioactiv  $^{230}\text{Th}$  (cu  $T_{1/2}=80000$  ani), care este un produs de dezintegrare al uraniului, poate fi folosit pentru datarea radioactivă a unor depozite sedimentare de vârstă relativ recentă (în domeniul sutelor de mii de ani). În apa oceanului planetar se găsesc urme de uraniu și de izotopul cu  $A=232$  al toriului

se găsesc cei doi izotopi ai Th menționați mai sus. Raportul  $r_0$  între numărul de nuclee de  $^{230}\text{Th}$  și  $^{232}\text{Th}$  trebuie să fie la fel în apa oceanului și în sedimentele de vârstă recentă. Rata de dezintegrare a  $^{230}\text{Th}$  este mult mai mare, deci în sedimentele de vârstă mai mare acesta va fi mai puțin. Dacă facem ipoteza că raportul dintre concentrațiile de uraniu și toriu în apa oceanului este constantă pe perioada considerată, compararea lui  $r_0$  cu același raport  $r_t$  măsurat pentru un sediment de vârstă "t" va furniza valoarea lui t prin simpla aplicare a legii de dezintegrare radioactivă

$$t = 80000 \ln \frac{r_0}{r_t}$$

Prin astfel de studii s-a determinat faptul că rata de sedimentare în oceanul Pacific variază de la 1 mm/1000 ani în emisfera nordică la 0.5 mm/1000 ani în cea sudică [36].

Trebuie remarcat faptul că nu toate rocile conțin uraniu sau toriu pentru a le putea determina vârsta prin metodele descrise anterior. Din acest motiv ne vom referi în continuare la alți izotopi de viață lungă care pot fi utilizați în datarea radioactivă.

## 1.2.4 Metoda Potasiu-Argon

Izotopul  $^{40}\text{K}$  are perioada de înjumătățire  $T_{1/2} = 1.27 \cdot 10^9$  ani. Cu probabilitatea de 11% se dezintegrează prin captură electronică în  $^{40}\text{Ar}$  iar cu 89% prin procese  $\beta^-$  în  $^{40}\text{Ca}$ . Calciu este un element foarte comun în rocile terestre, încât nu poate fi localizată originea sa, în schimb argonul, ca și He este puțin probabil să fie prezent în momentul formării unei roci. Un mare avantaj al metodei K-Ar este că spre deosebire de uraniu sau rubidiu, potasiu este un element mult mai comun în rocile terestre. În prezent, rata de producție de argon la presiune și temperatura standard de către 1 g de  $^{40}\text{K}$  este de  $0.0041 \text{ mm}^3/10^9$  ani. Ca și în cazul He, este deosebit de important ca roca să nu fie permeabilă la Ar. Abaterea de la această ipoteză în orice moment din istoria rocii respective induce erori necontrolabile în evaluarea vârstei.



Tabel 1.1. Principali radioizotopi de viață lungă utilizați în datare

Izotop sursă	$T_{1/2}$	Abundență
$^{115}\text{In}$	$6 \cdot 10^{14}$ ani	95.7%
$^{174}\text{Hf}$	$2 \cdot 10^{15}$ ani	0.18%
$^{50}\text{V}$	$4.8 \cdot 10^{14}$ ani	0.25%
$^{147}\text{Sm}$	$1.3 \cdot 10^{11}$ ani	15%
$^{144}\text{Nd}$	$5 \cdot 10^{15}$ ani	24%
$^{138}\text{La}$	$2 \cdot 10^{11}$ ani	0.089%
$^{176}\text{Lu}$	$4.6 \cdot 10^{10}$ ani	2.6%

### 1.2.5 Alți izotopi de viață lungă

Există câțiva izotopi de viață lungă care pot fi folosiți în principiu pentru datarea unor formațiuni geologice. Din diverse motive tehnice ei nu sunt folosiți la fel de mult ca cei descriși anterior.  $^{115}\text{In}$  radioactiv  $\beta^-$  are  $T_{1/2} = 6 \cdot 10^{14}$  ani. Această perioadă este atât de lungă încât în zece miliarde de ani doar 1 miligram de  $^{115}\text{Sn}$  ar fi produs pentru fiecare gram de In, fiind dificil de detectat chiar prin metode spectrometrice obișnuite. În Tabelul ?? sunt incluși izotopii de viață lungă care au utilizare în datare.

Cel mai eficient mod de a utiliza izotopii rdioactivi ai pământurilor rare constă nu în a măsura producții grei de dezintegrare ci de a detecta He care rezultă prin dezintegrarea lor  $\alpha$ .  $^{144}\text{Nd}$  și  $^{174}\text{Hf}$  au perioade de înjumătățire mult prea lungi dar  $^{147}\text{Sm}$  produce heliu cu o rată de  $120 \text{ mm}^3/\text{gram}/10^9$  ani, în condiții normale de presiune și temperatură. Aceasta rată este de o mie de ori mai lentă decât rata de producere a He din U, dar poate fi utilizată în anumite circumstanțe favorizante.

## 1.3 Datarea bazată pe radioizotopul $^{14}\text{C}$

Metodele de datare prezentate în paragrafele precedente au utilizat izotopi de viață foarte lungă și se refereau la vârste din scala proceselor geologice. Există însă o categorie de obiecte pentru

sunt obiectele în care se găsesc radioizotopi despre care suntem siguri că nu au supraviețuit de la formarea Pământului dar care se acumulează în proba considerată *la o rată constantă*. Un exemplu în acest sens este datarea sedimentelor marine în care se utilizează izotopul  $^{230}\text{Th}$ , mecanism de datare prezentat în secțiunile anterioare. Un exemplu mult mai important este acela al datării radioactive folosind izotopul  $^{14}\text{C}$ , radioactiv  $\beta^-$  cu  $T_{1/2} = 5730$  ani. Acesta este produs în mod continuu, la o rată aproximativ constantă (pentru o perioadă de câteva mii de ani), în părțile superioare ale atmosferei, de către neutronii generați în urma interacțiilor cu razele cosmice, în acord cu reacția nucleară



Carbonul produs în acest fel se distribuie sub formă de gaz  $\text{CO}_2$  în întreaga atmosferă terestră într-un timp mai scurt decât perioada sa de înjumătățire. Bioxidul de carbon atmosferic constituie sursa dominantă de carbon în toate organismele vii. Procesele metabolice conduc la un echilibru între carbonul atmosferic și cel din aceste organisme *aflate în viață*. În consecință, procentul de carbon-14 este aproximativ același în toate aceste organisme. Acesta este de 1 atom de  $^{14}\text{C}$  în  $7.8 \cdot 10^{11}$  atomi de carbon stabil, producând aproximativ 15 dezintegrări  $\beta^-$ /minut pentru fiecare gram de carbon.

Atunci când organismul moare, încetează procesul prin care el preia sau cedează (pe căi metabolice) carbon în atmosferă. Carbonul radioactiv existent în acel moment în organism se va dezintegra exponențial în acord cu legea dezintegrării radioactive. Măsurând activitatea specifică a unei probe de carbon fosil și comparând-o cu activitatea specifică a unei probe de organism viu (15 dezintegrări  $\beta^-$ /minut) se poate determina vârsta acelei probe din relația

$$\Delta t = 5700 \frac{\ln(15/\Lambda)}{\ln 2} \text{ ani} \quad (1.8)$$

unde  $\Delta t$  este vârsta probei iar  $\Lambda$  activitatea specifică în momentul măsurării carbonului-14 fosil.

Cu instalațiile spectrometrice uzuale nu se poate măsura activitatea unei probe organice prin plasarea ei direct în fața unui

aproximativ 0.1 pulsuri/minut, activitate care este foarte mică, greu de separat de fondul natural de radiații sau de posibili contaminanți naturali cum este spre exemplu potasiul. Măsurarea unor astfel de activități reduse se poate face numai cu detectori plasați la adâncimi mari sub pământ, protejați cu ecrane active [37]. Din acest motiv, este uzual să se arde proba de investigat producând din ea  $\text{CO}_2$  care este folosit ca și gaz de lucru într-un contor proporțional. Fondul de radiații beta este redus considerabil prin rejectarea pulsurilor cu energii mai mari decât 0.156 MeV (energia maximă a spectrului beta a  $^{14}\text{C}$ ) și ecranarea activă a contorului. Libby care a fost inventatorul acestei metode (pentru care a fost laureat cu premiul Nobel) a arătat că se pot data probe chiar mai vechi de 50000 ani (corespunzând unei activități specifice a carbonului de 0.04 pulsuri/minut).

Una din ipotezele de bază ale metodei datării cu  $^{14}\text{C}$  așa cum a fost expusă anterior este constanța concentrației de  $^{14}\text{C}$  din atmosferă, având drept sursă unică producția datorată radiației cosmice. Această ipoteză este complet falsă în ultima 100 de ani când pe de o parte arderea combustibilului fosil și pe de altă parte exploziile nucleare au contribuit practic la dublarea concentrației de  $^{14}\text{C}$  în atmosferă. Din fericire, în ultimele sute de ani există alte surse, de natură istorică, care pot stabili vârsta unor obiecte, metoda  $^{14}\text{C}$  permițând determinarea concentrației de echilibru a  $^{14}\text{C}$  în atmosferă la acel moment.

Din relația (??) se observă că o schimbare cu 1% în activitatea specifică corespunde unei diferențe în vârstă de 82 ani. Măsurarea unei perioade de timp cu o abatere standard de 1% necesită măsurarea a 10000 pulsuri chiar dacă fondul este neglijabil. Un contor proporțional având capacitatea de 1 litru, umplut cu  $\text{CO}_2$  la presiunea atmosferică conține aproximativ 0.5 grame de carbon, producând pentru carbonul actual 8 dezintegrări/minut. Aceasta implică o măsurătoare cu durata de 24 ore pentru a obține o estimare a timpului cu 1% abatere standard. Dacă se consideră și un fond cunoscut de aproximativ 20 pulsuri/minut, măsurătoarea trebuie să continue 3 zile pentru a obține aceeași precizie a rezultatului. Probe care au o vechime de aproximativ 2 perioade de înjumătățire a  $^{14}\text{C}$  trebuie măsurate aproximativ o lună dacă se

Eficiență mai mare a măsurătorii se obține atunci când se utilizează scintilatorii lichizi în locul contorilor proporționali cu gaz. Spre exemplu dacă se folosesc câteva zeci de grame de carbon din specimenul analizat pentru sintetizarea etyl-benzenului care este apoi dizolvat în sute de ml de lichid scintilator eficiența la măsurarea carbonului contemporan crește de la 8 pulsuri/minut pentru contorul proportional de 1 litru la 57 pulsuri/minut pentru 70 ml de scintilator (cu 12g de carbon dizolvat). În aceste condiții o măsurare cu durata de 48 ore conduce la un rezultat de  $5500 \pm 35$  ani.

Un proces de generare în păturile superioare ale atmosferei, similar cu cel al  $^{14}\text{C}$  îl au și alți radioizotopi de interes pentru datare. Cel mai important dintre aceștia este tritiul  $^3\text{H}$  care este radioactiv  $\beta$  cu  $T_{1/2} = 12.3$  ani. Toată apa care provine din precipitații conține urme detectabile de tritiu. Cantitatea este foarte mică - aproximativ 3 dezintegrări/oră pentru fiecare gram de apă. Înainte de a fi măsurate radiațiile emise, tritiu trebuie concentrat în apă de cel puțin 1000 de ori, lucru care se realizează printr-o procedură electrolică [36].

Alți izotopi produși de razele cosmice prin interacția cu oxigenul și azotul din atmosfera superioară sunt  $^7\text{Be}$  ( $T_{1/2}=53.6$  zile) și  $^{10}\text{Be}$  ( $T_{1/2} = 2.5 \cdot 10^6$  ani). Ei se suprapun însă peste un fond imens provenit de la exploziile nucleare efectuate în atmosferă, crescând imprecizia datării.

# Bibliography

- [1] I.M. Popescu, *Fizică, vol. I (1982), vol. II (1983)*, Editura Didactică și Pedagogică - București
- [2] A.H. Wapstra, G. Audi and R. Hoekstra, *Atomic and Nuclear Data Tables 39 (1988)* 1988
- [3] K. Heyde, *Basic Ideas and Concepts in Nuclear Physics*, Institute of Physics Publishing, London (1994)
- [4] W. Greiner, J.A. Maruhn, *Nuclear Models*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg 1996
- [5] G. Vlăducă, *Elemente de Fizică Nucleară*, partea I (1988), partea a II-a (1990), Tipografia Universității București
- [6] J. Kantele, *Handbook of Nuclear Spectrometry*, Academic Press Limited 1995
- [7] E. Segree, *Nuclei and Particles*, W.A. Benjamin, Inc., Reading, Massachusetts 1977
- [8] C.M. Lederer, V.S. Shirley (eds), *Table of Isotopes*, John Wiley & Sons, New York 1987
- [9] A. Messiah, *Mecanică Cuantică*, Editura Științifică, București 1974
- [10] G. Deconninck, *Introduction to Radioanalytical Physics*, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam 1978
- [11] A. Berinde, G. Vlăducă, *Reacții Nucleare Neutronice în Reactor*, Editura Tehnică, București 1978

- ciples*, Romanian Reports in Physics, vol.46, no.4, p.259-281 (1994)
- [13] S. Râpeanu, I. Pădureanu, I. Cristian, V. Cuculeanu, Gh. Rotărescu, M. Avrigeanu, *Tehnici și Măsuări la Reactorii Nucleari*, Editura Academiei, București 1983
- [14] G.F. Knoll, *Radiation Detection and Measurement*, John Wiley & Sons Inc., New York 1989
- [15] R.D. Evans, *The Atomic Nucleus*, Krieger, New York 1982
- [16] P. Marmier, E. Sheldon, *Physics of Nuclei and Particles*, Academic Press Inc. New York and London, 1971
- [17] J.D. Jackson, *Classical Electrodynamics, 2nd Ed.*, John Wiley & Sons, New York 1975
- [18] W.R. Leo, *Techniques for Nuclear and Particle Physics Experiments*, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg 1987, 1994
- [19] N. Tsoufanidis, *Measurement and Detection of Radiation*, Taylor & Francis, 1984
- [20] H.A. Bethe, J. Ashkin, *Passage of Radiations through Matter*, in *Experimental Nuclear Physics*, Vol.1, ed. by E.Segree, John Wiley & Sons, New York, N.Y. 1953
- [21] S.P. Ahlen, Rev. Mod. Phys. 52, 121 (1980)
- [22] F. Fano, *Penetration of Protons, Alpha Particles and Mesons*, Annual Review of Nuclear Science, v.13, p.1-66 (1963)
- [23] E.M. Abramovitz, I. Stegun, *Handbook of Mathematical Functions*, Dover Publ. Inc. New York (1965)
- [24] L.C. Northcliffe and R.F. Schiling, Nuclear Data Tables A7,233(1970)

- tons and mesons: *Tabulations of Vavilov Distribution*", in National Academy of Sciences Publication 1133, Nuclear Science Series Report No.39 (1964)
- [26] W. Heitler, *The Quantum Theory of Radiation*, 3rd ed., Oxford Univ. Press (Clarendon), London and New York 1954
- [27] J.F. Ziegler and W.K. Chu, "*Stopping Cross Sections and Backscattering Factors for  $^4\text{He}$  Ions in Matter*", Atomic Data and Nuclear Data Tables v.13, p.463 (1974)
- [28] P.A.M. Dirac, Proc. Royal Soc. v.126,p.361 (1930)
- [29] A.T. Steward, L.O. Roelling, *Positron Annihilation*, Academic Press, New York (1967)
- [30] P. Hantojarvi, A. Vehanen, *Applications of positron annihilation*, AIEA Conference (1978)
- [31] G.L. Brownell, C.A. Burnham, in *Instrumentation in Nuclear Medicine*, Vol.2, p.135, Academic Press, New York (1974)
- [32] M. Alonso, E. Finn, *Physics*, Addison - Wesley Publishing Company, 1992
- [33] A. Septier (ed.) *Focusing of Charged Particles*, Academic Press, New York 1967
- [34] E. Rodean, *Aparate și metode de măsură, analiză și control cu radiații*, Editura Academiei, București, 1986
- [35] E. Ligeon, M. Bruel, A.Bonetemps, "*Analyse du Phosphore dans le Silicium par Reactions Nucleaires*", Journal of Radioanalytical Chemistry v.16,p.537 (1973)
- [36] J. H. Fremlin, *Applications of Nuclear Physics*, The English Universities Press Limited, London (1964)
- [37] P. Theodorsson, *Measurement of Weak radioactivity*, World Scientific Co.,1996

John Wiley & Sons, New York, 1990

- [39] R. Muller, *Science*, v.196, p.489 (1977)
- [40] M. Ivascu et al. *Accelerator Mass Spectrometry - Applications*  
Romanian Reports in Physics, vol.46, no.4, p.283 (1994)
- [41] R.P. Gardner, R.L. Ely, *Radioisotope Measurement - Applications in Engineering*, Reinhold Publishing Co. New York 1967