

RADIONUKLIDA PRIMORDIAL UNTUK PENANGGALAN GEOLOGI DAN ARKEOLOGI

Hasnel Sofyan dan Mukhlis Akhadi

Puslitbang Keselamatan Radiasi dan Biomedika Nuklir – BATAN

- Jalan Cinere Pasar Jumat, Jakarta – 12440
- PO Box 7043 JKSKL, Jakarta – 12070

PENDAHULUAN

Ditinjau dari proses terbentuknya, unsur-unsur radioaktif atau radionuklida yang ada di lingkungan dapat dikelompokkan ke dalam dua golongan besar, yaitu radionuklida alam dan radionuklida buatan yang keduanya dapat berperan sebagai sumber radiasi lingkungan. Dikatakan sebagai radionuklida alam karena sumber radiasi itu sudah ada semenjak alam ini terbentuk. Berbeda dengan radionuklida alam, radionuklida buatan adalah sumber radiasi yang proses terbentuknya melibatkan intervensi manusia, baik sumber tersebut sengaja dibuat untuk maksud-maksud tertentu atau merupakan hasil samping dari pemanfaatan teknologi nuklir oleh umat manusia, yang sebenarnya tidak disengaja atau bahkan tidak dikehendaki kemunculannya.

Sumber-sumber radiasi alam yang berada di permukaan bumi berasal dari bahan-bahan radioaktif alam yang disebut radionuklida primordial. Radionuklida ini dapat ditemukan dalam lapisan tanah atau batuan, air serta udara. Radiasi yang berasal dari mineral-mineral yang ada dalam batu-batuan dan juga di dalam tanah seringkali juga dinamakan radiogeologi. Unsur-unsur yang termasuk kelompok radionuklida primordial ini jumlahnya sangat banyak. Dari sekian banyak unsur tersebut, ada beberapa kelompok radionuklida alam yang tergolong sangat tua karena waktu paruhnya di atas 100 juta tahun.

Keberadaan radionuklida di alam pertama kali dikenali melalui penemuan unsur uranium (U) oleh Antonie Henry Becquerel pada tahun 1896. Setelah Becquerel menerbitkan kertas kerja tentang fenomena keradioaktifan yang ditemukannya, maka fenomena itu mulai dipelajari secara intensif oleh para peneliti. Pada tahun 1898, pasangan suami-istri ahli kimia berkebangsaan Perancis Marie Curie dan Pierre Curie menyusul menemukan dua unsur baru yang dapat menunjukkan gejala radioaktivitas seperti uranium. Kedua unsur itu selanjutnya diberi nama polonium (Po) dan radium (Ra). Dalam kurun waktu berikutnya, puluhan radionuklida alamiah lainnya berhasil ditemukan.

Uranium bukan merupakan logam yang jarang karena keberadaannya di alam mencapai 50 kali lebih banyak dibandingkan dengan air raksa yang sudah sejak lama dikenal orang. Uranium terdapat sebagai mineral dalam kerak bumi, air laut, air sungai, minyak bumi, batubara dan lain-lain. Peristiwa-peristiwa alam dan proses geologi telah membentuk uranium sebagai mineral. Mineral uranium terdapat dalam kerak bumi pada hampir semua jenis batuan, terutama batuan asam seperti granit, dengan kadar 3-4 gram dalam satu ton batuan, merupakan kadar yang relatif tinggi bila dibandingkan dengan kadarnya dalam batuan beku lainnya. Pada masa Kriptozoik, zaman geologi Pra Kambrium yang terjadi pada 3900 juta tahun yang lalu, mineral uranium telah terbentuk. Bersamaan dengan terbentuknya uranium, terbentuk juga

radionuklida alam seperti thorium, actinium, kalium serta unsur-unsur lainnya.

Di samping radionuklida alam seperti yang disebut di atas, masih ada beberapa radionuklida alam lainnya, seperti kalium-40 (^{40}K) dengan waktu paro ($T_{1/2}$) $1,28 \times 10^9$ tahun dan rubidium-87 (^{87}Rb) dengan $T_{1/2} = 4,8 \times 10^{10}$ tahun. Pada tahun 1906, N.R. Campbell dan A. Wood menemukan sifat keradioaktifan dalam bentuk pemancaran sinar- β lemah pada unsur kalium dan rubidium. Kalium-40 meluruh menghasilkan Argon-40. Mineral baik dalam bentuk pasir maupun batuan yang banyak mengandung ^{40}K adalah muscovite, biotite, hornblende, glauconite, sanidine serta semua batuan dari gunung berapi. Rubidium-87 meluruh menghasilkan strontium-87 (^{87}Sr) dan banyak terdapat dalam mineral-mineral serta semua batuan metamorfis.

Dalam kurun waktu selama 25 tahun, hanya kedua jenis unsur radioaktif ^{40}K dan ^{87}Rb itulah yang diketahui sebagai radionuklida primordial dan berada di luar anggota keluarga deret radionuklida alam (deret uranium, deret thorium dan deret actinium). Pada tahun 1932, G. Harvesy dan M. Pahl melaporkan adanya sifat keradioaktifan pada unsur samarium, dan dalam beberapa tahun berikutnya beberapa radionuklida alamiah di luar anggota keluarga ketiga deret radioaktif alam berhasil ditemukan. Selanjutnya ditemukan juga radionuklida alam lain dengan waktu paro yang lebih panjang dari unsur-unsur yang terbentuk sebelum masa Kriptozoik, seperti unsur indium-115 (^{115}In) dengan $T_{1/2} = 5 \times 10^{14}$ tahun, hafnium-174 (^{174}Hf) dengan $T_{1/2} = 2 \times 10^{15}$ tahun, cerium-142 (^{142}Ce) dengan $T_{1/2} = 5 \times 10^{16}$ tahun serta dysprosium-156 (^{156}Dy) dengan $T_{1/2}$ paling panjang, yaitu : 4×10^{18} tahun.

DERET RADIONUKLIDA ALAM

Unsur-unsur radioaktif alam selalu meluruh menghasilkan unsur-unsur radioaktif baru yang disebut unsur radioaktif anak. Unsur radioaktif anak ini juga dapat meluruh dan menghasilkan unsur radioaktif lainnya, sehingga membentuk

suatu deret peluruhan yang sangat panjang. Deret peluruhan dari unsur radioaktif alam ini dapat dibagi menjadi 3 kelompok, yaitu :

- Deret uranium (U) seperti pada Tabel 1, dimulai dari ^{238}U dan berakhir pada timah hitam (^{206}Pb) yang stabil. Deret ini juga disebut deret $(4n + 2)$ karena nomor massa dari unsur-unsur radioaktif yang terdapat dalam deret ini habis dibagi 4 dengan sisa 2.
- Deret thorium (Th), mulai dari ^{232}Th dan berakhir pada ^{208}Pb yang stabil. Disebut juga deret $4n$ karena nomor massa unsur-unsur radioaktif yang terdapat dalam deret seperti pada Tabel 2, selalu habis dibagi 4.
- Deret aktinium, mulai dari ^{235}U dan berakhir pada ^{207}Pb yang stabil. Deret seperti pada Tabel 3 juga disebut deret $(4n+3)$ karena unsur-unsur radioaktif anak luruh yang dihasilkannya bernomor massa habis dibagi 4 dengan sisa 3.

Ketiga deret radioaktif alam tersebut mempunyai karakteristik umum sebagai berikut :

- Radionuklida induk (radionuklida anggota pertama) pada masing-masing deret mempunyai waktu paro yang sangat panjang, yang dapat dinyatakan dalam satuan waktu geologi. Dalam deret uranium, radionuklida induknya ^{238}U dengan $T_{1/2} = 4,5 \times 10^9$ tahun, dalam deret thorium, radionuklida induknya ^{232}Th dengan $T_{1/2} = 1,39 \times 10^{10}$ tahun dan dalam deret aktinium, radionuklida induknya ^{235}U dengan $T_{1/2} = 7,10 \times 10^8$ tahun.
- Masing-masing deret mempunyai anak luruh radionuklida berbentuk gas dan radionuklida gas pada masing-masing deret itu adalah isotop yang berbeda dari gas radon. Dalam deret uranium, gas yang terbentuk adalah ^{222}Rn (^{222}Em) yang disebut radon (Rn), dalam deret thorium gas yang terbentuk adalah ^{220}Rn (^{220}Em) yang disebut thoron (Tn) dan dalam deret aktinium gas yang

terbentuk adalah ${}_{86}\text{Rn}^{219}$ (${}_{86}\text{Em}^{219}$) yang disebut actinon (An).

- Produk akhir dari ketiga deret radioaktif alam adalah isotop timbal (Pb) yang stabil. Dalam deret uranium, produk akhirnya ${}_{82}\text{Pb}^{206}$, dalam deret thorium ${}_{82}\text{Pb}^{208}$ dan dalam deret aktinium ${}_{82}\text{Pb}^{207}$.

PENANGGALAN GEOLOGI

Dengan memperhatikan nilai $T_{1/2}$ radionuklida alam, ada beberapa unsur yang nilai $T_{1/2}$ nya amat sangat panjang, melebihi perkiraan umur bumi. Unsur radioaktif kelompok ini diduga sudah terbentuk jauh sebelum bumi sendiri terbentuk, yaitu pada saat masih berupa nebula

(bagian dari matahari) atau bahkan sudah terbentuk pada saat masih dalam keadaan proto planet yang kemudian dingin dan melahirkan planet bumi sesuai dengan hipotesa mengenai teori terbentuknya bumi ini.

Keradioaktifan secara erat dikaitkan dengan perkembangan dalam fisika nuklir, karena studi dan penggunaan unsur-unsur radioaktif merupakan bagian yang sangat penting dalam fisika nuklir. Ada banyak manfaat yang diperoleh para ilmuwan berkenaan dengan penemuan radionuklida alam tadi. Radiasi yang dipancarkan oleh unsur radioaktif dapat dimanfaatkan untuk berbagai keperluan dalam bidang penelitian. salah satu penerapannya adalah untuk penanggalan dalam bidang geologi maupun arkeologi.

Tabel 1. Unsur-unsur radioaktif yang terdapat dalam deret uranium (deret $4n + 2$)

| Nama Radionuklida | L a m b a n g | Radiasi yang Dipancarkan | Waktu Paroh ($T_{1/2}$) |
|--------------------|---------------------------|--------------------------|-----------------------------|
| Uranium I (UI) | ${}_{92}\text{U}^{238}$ | α | $4,5 \times 10^9$ tahun |
| Uranium X1 (UX1) | ${}_{90}\text{Th}^{234}$ | β | 24,1 hari |
| Uranium X2 (UX2) | ${}_{91}\text{Pa}^{234m}$ | β | 1,18 menit |
| Uranium Z (UZ) | ${}_{91}\text{Pa}^{234g}$ | β | 6,7 jam |
| Uranium II (UII) | ${}_{92}\text{U}^{234}$ | α | $2,5 \times 10^5$ tahun |
| Ionium (Io) | ${}_{90}\text{Th}^{230}$ | α | $8,0 \times 10^4$ tahun |
| Radium (Ra) | ${}_{88}\text{Ra}^{226}$ | α | 1620 tahun |
| Ra Emanation (Rn) | ${}_{86}\text{Em}^{222}$ | α | 3,82 hari |
| Radium A (RaA) | ${}_{84}\text{Po}^{218}$ | α dan β | 3,20 menit |
| Radium B (RaB) | ${}_{82}\text{Pb}^{214}$ | β | 26,8 menit |
| Astatie 218 | ${}_{85}\text{At}^{218}$ | α | 1,5 detik |
| Radium C (RaC) | ${}_{83}\text{Bi}^{214}$ | α dan β | 19,7 menit |
| Radium C' (RaC') | ${}_{84}\text{Po}^{214}$ | α | $1,64 \times 10^{-4}$ detik |
| Radium C'' (RaC'') | ${}_{81}\text{Tl}^{210}$ | β | 1,32 menit |
| Radium D (RaD) | ${}_{82}\text{Pb}^{210}$ | β | 19,4 tahun |
| Radium E (RaE) | ${}_{83}\text{Bi}^{214}$ | β | 5 hari |
| Radium F (RaF) | ${}_{84}\text{Po}^{210}$ | α | 138,3 hari |
| Thalium 206 | ${}_{81}\text{Tl}^{206}$ | β | 4,2 menit |
| Radium G (RaG) | ${}_{82}\text{Pb}^{206}$ | stabil | --- |

Tabel 2. Unsur-unsur radioaktif yang terdapat dalam deret Thorium (deret 4n)

| Nama Radionuklida | L a m b a n g | Radiasi yang Dipancarkan | Waktu Paroh ($T_{1/2}$) |
|-----------------------|--------------------------|--------------------------|-----------------------------|
| Thorium (Th) | ${}_{90}\text{Th}^{232}$ | α | $1,39 \times 10^{10}$ tahun |
| Mesothorium 1 (MsTh1) | ${}_{88}\text{Ra}^{228}$ | β | 6,7 tahun |
| Mesothorium 2 (MsTh2) | ${}_{89}\text{Ac}^{228}$ | β | 6,13 jam |
| Radiothorium (RdTh) | ${}_{90}\text{Th}^{228}$ | α | 1,91 tahun |
| Thorium X (ThX) | ${}_{88}\text{Ra}^{224}$ | α | 3,64 hari |
| Th Emanation (Tn) | ${}_{86}\text{Em}^{220}$ | α | 51,5 detik |
| Thorium A (ThA) | ${}_{84}\text{Po}^{218}$ | α dan β | 0,16 detik |
| Thorium B (ThB) | ${}_{82}\text{Pb}^{212}$ | β | 10,6 jam |
| Astatine 216 | ${}_{85}\text{At}^{216}$ | α | 3×10^{-4} detik |
| Thorium C (ThC) | ${}_{83}\text{Bi}^{212}$ | α dan β | 60,5 menit |
| Thorium C' (ThC') | ${}_{84}\text{Po}^{212}$ | α | 3×10^{-7} detik |
| Thorium C'' (ThC'') | ${}_{84}\text{Tl}^{208}$ | β | 3,10 menit |
| Thorium D (ThD) | ${}_{82}\text{Pb}^{208}$ | stabil | --- |

Tabel 3. Unsu-unsur radioaktif yang terdapat dalam deret aktinium (deret $4n + 3$)

| Nama Radionuklida | L a m b a n g | Radiasi yang Dipancarkan | Waktu Paroh ($T_{1/2}$) |
|----------------------|--------------------------|--------------------------|-----------------------------|
| Actinouranium (AcU) | ${}_{92}\text{U}^{235}$ | α | $7,10 \times 10^8$ tahun |
| Uranium Y (UY) | ${}_{90}\text{Th}^{231}$ | β | 25,6 jam |
| Protactinium (Pa) | ${}_{91}\text{Pa}^{231}$ | α | $3,43 \times 10^4$ tahun |
| Actinium (Ac) | ${}_{89}\text{Ac}^{227}$ | α dan β | 21,6 tahun |
| Radioactinium (RdAc) | ${}_{90}\text{Th}^{227}$ | α | 18,17 hari |
| Actinium K (AcK) | ${}_{87}\text{Fr}^{223}$ | α dan β | 22 menit |
| Actinium X (AcX) | ${}_{88}\text{Ra}^{223}$ | α | 11,68 hari |
| Astatine 219 | ${}_{85}\text{At}^{219}$ | α dan β | 0,9 menit |
| Ac Emanation (An) | ${}_{86}\text{Em}^{219}$ | α | 3,92 detik |
| Bismuth 215 | ${}_{83}\text{Bi}^{215}$ | α dan β | 8 menit |
| Actinium A (AcA) | ${}_{84}\text{Po}^{215}$ | α dan β | $1,83 \times 10^{-3}$ detik |
| Actinium B (AcB) | ${}_{82}\text{Pb}^{211}$ | β | 36,1 menit |
| Astatine 215 | ${}_{85}\text{At}^{215}$ | α | 10^{-4} detik |
| Actinium C (AcC) | ${}_{83}\text{Bi}^{211}$ | α dan β | 2,15 menit |
| Actinium C' (AcC') | ${}_{84}\text{Po}^{211}$ | α | 0,52 detik |
| Actinium C'' (AcC'') | ${}_{81}\text{Tl}^{207}$ | α | 4,79 menit |
| Actinium D (AcD) | ${}_{82}\text{Pb}^{207}$ | stabil | --- |

Selama abad ke-19, para ahli geologi telah berhasil mengumpulkan berbagai informasi yang berkaitan dengan waktu geologi, namun mereka masih mengalami kesulitan dalam menentukan usia bumi karena belum adanya metode

penentuan umur secara absolut. Para ahli geologi telah mendapatkan informasi mengenai laju sedimentasi dan ketebalan batuan hasil proses sedimentasi. Data itu dapat dipakai untuk memperkirakan waktu yang diperlukan dalam

pembentukan batuan, dan sekaligus menentukan umur batuan. Namun hasil yang diperoleh ternyata bervariasi sangat lebar.

Ernest Rutherford merupakan orang pertama yang menduga bahwa peluruhan- α dari uranium menyebabkan terbentuknya unsur helium (He) di dalam mineral-mineral uranium. Dengan demikian, jumlah unsur He yang terdapat di dalam mineral itu dapat digunakan sebagai petunjuk untuk menentukan jangka waktu kapan dimulai proses pembentukan unsur He, sehingga umur mineral dapat diperkirakan. Pada tahun 1905, Rutherford telah memanfaatkan metode ini untuk mempelajari umur mineral. Tidak lama kemudian diketahui bahwa unsur timbal (Pb) merupakan produk akhir dari proses peluruhan uranium. Dengan demikian, kandungan Pb dalam mineral uranium dapat dimanfaatkan untuk menentukan umur mineral. B.B. Boltwood merupakan orang pertama yang menggunakan metode tersebut pada tahun 1907 untuk penentuan waktu geologi. Beliau dapat secara benar menyimpulkan bahwa waktu geologi telah dimulai sejak milyaran tahun lalu. Hal ini sangat jauh berbeda dengan pendapat sebelumnya yang menyatakan bahwa waktu geologi dimulai sejak 20 - 40 juta tahun lalu.

Beberapa metode penanggalan dengan memanfaatkan unsur-unsur radioaktif alam untuk menentukan umur bumi telah dikembangkan. Semua metode itu bertumpu pada prinsip dasar yang sama, yaitu peluruhan radionuklida induk (P) menjadi unsur anak yang stabil (D). Jika ada radionuklida induk sebanyak P_0 dengan konstanta peluruhannya λ_p , maka jumlah radionuklida induk setelah menjalani proses peluruhan selama jangka waktu t (P_t) dirumuskan dengan persamaan:

$$P_t = P_0 \exp(-\lambda_p t) \quad (1)$$

Proses peluruhan P berakhir dengan terbentuknya unsur stabil D yang jumlahnya selalu bertambah seiring dengan perjalanan

waktu. Jika D_0 merupakan unsur stabil yang sudah ada dalam mineral pada saat $t = 0$ (waktu dimulainya proses pembentukan mineral), dan jumlah unsur D yang telah terbentuk dari proses peluruhan P adalah : $(P_0 - P_t)$, maka jumlah unsur stabil D setiap saat dapat dirumuskan dengan persamaan :

$$D_t = D_0 + (P_0 - P_t) \quad (2)$$

Dengan mensubstitusikan persamaan (1) ke persamaan (2) diperoleh :

$$D_t = D_0 + P_t [\exp(\lambda_p t) - 1] \quad (3)$$

Persamaan (3) hanya berlaku jika tidak ada penambahan dan pengurangan radionuklida induk maupun unsur anak kecuali dari proses peluruhan radionuklida induk itu sendiri. Kondisi seperti itu dikatakan bahwa sampel geologi merupakan sistem tertutup. Penyelesaian persamaan (3) untuk menyatakan t adalah :

$$t = \frac{1}{\lambda_p} \ln \left(1 + \frac{D_t - D_0}{P_t} \right) \quad (4)$$

Salah satu metode penanggalan radioaktif untuk penentuan umur bumi adalah memanfaatkan rasio ^{206}Pb terhadap ^{207}Pb . Batuan yang mengandung uranium dapat ditentukan umurnya secara langsung dengan pengukuran nilai perbandingan $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$. Para ilmuwan telah mengetahui, bahwa ^{238}U dalam rantai peluruhannya menghasilkan unsur stabil ^{206}Pb , sedang ^{235}U menghasilkan unsur stabil ^{207}Pb . Hubungan antara radionuklida induk (U) dan unsur stabil yang dihasilkannya (Pb) dari kedua proses peluruhan tersebut dapat dirumuskan dengan menurunkan persamaan (3). Karena unsur Pb diyakini hanya berasal dari proses peluruhan U, maka Pb mula-mula tidak ada ($D_0 = 0$) selama tidak ada peluruhan U. Karena itu, dari persamaan (3) diperoleh persamaan yang

menunjukkan hubungan antara Pb dan U sebagaiberikut :

$$^{206}\text{Pb} = ^{238}\text{U} [\exp (\lambda_8 t) - 1] \tag{5}$$

$$^{207}\text{Pb} = ^{235}\text{U} [\exp (\lambda_5 t) - 1] \tag{6}$$

Jika persamaan (5) dibagi dengan persamaan (6) maka diperoleh :

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}} = \frac{^{238}\text{U}}{^{235}\text{U}} \times \frac{[\exp(\lambda_8 t) - 1]}{[\exp(\lambda_5 t) - 1]} \tag{7}$$

dengan λ_8 dan λ_5 masing-masing adalah konstanta peluruhan untuk ^{238}U dan ^{235}U dengan nilai masing-masing $1,54 \times 10^{-10}$ /tahun dan $9,8 \times 10^{-10}$ /tahun.

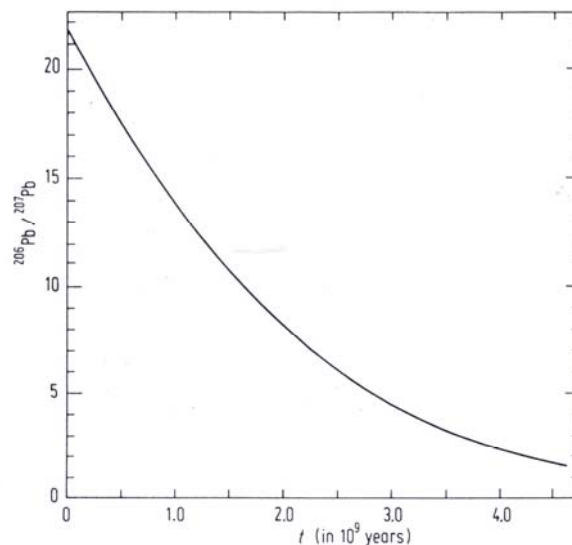
Ada tiga jenis isotop uranium yang dapat ditemukan di alam, yaitu : ^{235}U dengan kelimpahan 0,715 %, ^{238}U (99,825 %) dan ^{234}U (kira-kira 5×10^{-3} %). Dari data kelimpahan isotop uranium tersebut diperoleh nilai rasio ($^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$) = 137,8. Dengan memasukkan nilai tersebut ke persamaan (7) diperoleh :

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}} = 137,8 \times \frac{[\exp(\lambda_8 t) - 1]}{[\exp(\lambda_5 t) - 1]} \tag{8}$$

Kurva yang menunjukkan hubungan antara rasio $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ terhadap waktu (t) adalah seperti ditunjukkan pada Gambar 1. Karena pengukuran rasio kelimpahan $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ dapat dilakukan dengan hasil yang sangat akurat, maka metode ini sangat baik untuk menentukan umur geologi dari batuan yang sangat tua ($t \gg 10^8$ tahun) yang mengandung mineral uranium.

PENANGGALAN TEMBIKAR

Luminesensi merupakan fenomena fisika berupa pancaran cahaya dari suatu bahan yang dipanaskan, yang sebelumnya menyerap radiasi pengion. Peristiwa ini terjadi karena adanya elektron-elektron yang menyerap energi radiasi dan berpindah ke orbit yang lebih tinggi, sehingga bahan berada dalam keadaan tereksitasi. Pancaran cahayanya baru berakhir beberapa saat setelah proses eksitasi pada bahan berakhir. Bahan yang mampu memperlihatkan gejala ini disebut fosfor. Ada kalanya proses luminesensi baru terjadi jika suatu bahan mendapatkan pemanasan dari luar. Peristiwa luminesensi dengan bantuan panas dari luar ini disebut thermoluminesensi. Pancaran cahaya thermoluminesensi (TL) dapat terjadi pada benda padat dengan struktur kristal baik berupa bahan isolator maupun semikonduktor. Saat ini fenomena TL banyak diterapkan dalam berbagai bidang ilmu pengetahuan, antara lain sebagai bahan dasar pembuatan dosimeter untuk pemantauan radiasi, penanggalan temuan-temuan arkeologi dan studi untuk bidang geologi.



Gambar 1 : Kurva hubungan antara rasio $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ dengan umur (t)

Bahan yang mampu memperlihatkan fenomena TL mencapai lebih dari 2000 jenis

mineral alam, mulai dari bahan kristal dan gelas anorganik, barang tembikar dan batu api yang digunakan untuk penanggalan arkeologi, sampai dengan bahan-bahan organik yang berpendar pada temperatur rendah. Pancaran TL dari berbagai jenis mineral telah diketahui dan dipelajari sejak lebih dari 200 tahun silam. Namun baru pada tahun 1905 manusia mengetahui bahwa pancaran TL disebabkan oleh radiasi dari sumber-sumber alamiah. Sebagian besar studi fenomena TL hingga tahun 1966 dikaitkan dengan pemanfaatannya untuk penanggalan geologi dan arkeologi. Beberapa laboratorium tertarik pada fenomena ini, sehingga pada awal tahun 1960-an muncul beberapa publikasi ilmiah tentang penanggalan TL terhadap beberapa temuan benda arkeologi.

Sebagian besar batuan mengandung paling tidak satu jenis material yang dapat memancarkan cahaya TL ketika dipanasi. Banyak temuan benda-benda arkeologi yang dibuat dari tanah liat seperti tembikar. Bahan itu kini diketahui dapat memperlihatkan gejala TL yang berarti mampu menyimpan informasi berupa penerimaan dosis radiasi dari sumber-sumber alamiah, baik yang terdapat di dalam bahan tembikar itu sendiri maupun sumber-sumber radiasi yang ada di sekitar tempat terkuburnya benda arkeologi tersebut. Informasi penerimaan dosis itu tetap tersimpan dengan aman dan baru akan keluar dalam bentuk pancaran cahaya TL apabila tembikar mendapatkan pemanasan yang cukup tinggi ($\sim 200 - 500\text{ }^{\circ}\text{C}$) dari luar.

Mengingat pembuatan tembikar adalah melalui proses pembakaran atau pemanasan pada suhu tinggi, maka pada saat itu semua informasi TL yang tersimpan dalam bahan dasar pembuatan tembikar akan keluar dan tembikar tidak menyimpan informasi TL sama sekali. Namun dengan perjalanan waktu, sumber-sumber radiasi alamiah akan memberikan penyinaran radiasi sedikit demi sedikit. Seiring dengan bertambahnya penerimaan dosis radiasi, maka informasi TL yang tersimpan di dalam tembikar juga meningkat.

Hingga pertengahan tahun 1960-an, para peneliti menganggap bahwa partikel- α merupakan sumber terbesar dosis radiasi pada benda-benda arkeologi, dan otomatis dianggap sebagai penyebab pancaran TL terbesar, karena alih energi partikel- α per-satuan massa mineral jauh lebih besar dibandingkan dengan sinar- β dan - γ . Namun dalam perkembangan penelitian berikutnya, diketahui bahwa partikel- α mempunyai efisiensi yang rendah dalam membangkitkan TL dibandingkan sinar- β dan - γ . Oleh sebab itu, dalam memperkirakan dosis radiasi yang diterima tembikar, semua sumber yang ada dan berpotensi memberikan dosis radiasi harus disertakan dalam perhitungan.

Dengan menganggap tidak ada radiasi dari sumber-sumber buatan, maka semua informasi TL dalam tembikar hanya berasal dari radionuklida alamiah serta dengan jumlah sangat sedikit datang dari radiasi kosmis. Apabila tembikar terkubur di dalam tanah kedalaman, radiasi alamiah yang diterima umumnya berupa sinar- α yang berasal dari unsur-unsur anggota deret uranium dan thorium serta sinar- β dan - γ dari sumber ^{40}K dan ^{87}Rb yang ada di dalam matrik tembikar. Tambahan dosis radiasi dapat pula datang dari sumber-sumber pemancar sinar- β dan - γ dalam batuan yang ada dalam radius $\pm 30\text{ cm}$ di sekitar tembikar. Radiasi kosmis mempunyai kontribusi sekitar 5% dari total dosis temuan arkeologi pada umumnya. Namun untuk jenis tembikar yang terkubur di kedalaman bumi (misal temuan dari dalam gua) atau di dasar laut, kontribusi radiasi kosmis tersebut bisa lebih kecil.

Tembikar bukan merupakan bahan yang homogen baik secara fisik maupun kepekaannya terhadap radiasi. Pada umumnya, tembikar tersusun atas matiks tanah liat dengan diameter $< 10\text{ }\mu\text{m}$, yang terlapisi banyak kuarsa dan sedikit zirkon dengan ukuran hingga beberapa mm. Matriks tanah liat merupakan bahan dengan kandungan radionuklida alamiah terbesar (umumnya 3 ppm uranium, 12 ppm thorium dan 2 ppm kalium). Karena itu, butiran tanah liat berukuran sangat kecil akan teradiasi secara

merata oleh sinar- α , sinar- β dan sinar- γ . Namun butiran tanah liat itu ternyata mempunyai kepekaan TL yang sangat rendah.

Hampir semua metode penanggalan TL pada temuan-temuan benda arkeologi didasarkan pada peningkatan sinyal TL terhadap waktu setelah benda tersebut mengalami pengosongan TL melalui proses pembakaran pada saat pembuatan. Selanjutnya pembangkitan dan penumpukan sinyal TL pada benda dapat terjadi karena paparan radiasi hasil peluruhan radionuklida alamiah di sekelilingnya. Oleh sebab itu, jumlah sinyal TL yang tersimpan akan sebanding dengan dosis radiasi yang diterima benda, dengan asumsi respon itu linier. Sifat linier respon kristal yang terdapat di dalam bahan tembikar dapat diuji melalui iradiasi dan membaca respon TL-nya di laboratorium.

Kuarsa yang menempel pada matriks tanah liat mempunyai kepekaan TL yang relatif tinggi, namun bahan ini tidak mengandung unsur-unsur radioaktif. Oleh sebab itu, informasi TL yang tersimpan di dalam kuarsa berasal dari penyinaran- α , - β dan - γ dari matriks tanah liat dan sinar- γ dari batuan di sekitarnya dalam radius sekitar 30 cm. Karena terbatasnya daya tembus sinar- α (umumnya hanya sampai jarak 25 – 40 μm) dan sinar- β (sampai jarak 500 μm) ke dalam partikel kuarsa, maka distribusi dosis serap di dalam kuarsa tersebut tidak merata dan sangat bergantung pada ukuran partikel. Zirkon yang juga menempel pada tanah liat jumlahnya sangat sedikit tetapi mengandung radionuklida alamiah dengan kadar relatif tinggi (umumnya sekitar 50 – 300 ppm uranium) dan mempunyai kepekaan TL yang relatif tinggi, meskipun cukup bervariasi antara satu butir dengan butir lainnya.

Melalui pemisahan komponen butiran-butiran tanah liat, kuarsa dan zirkon, diperoleh tiga metode yang dapat dipakai untuk memperkirakan umur suatu tembikar, yaitu :

- Memisahkan butiran-butiran tanah liat yang halus (diameter < 8 μm). Disini dapat diasumsikan bahwa dosis serap pada butiran-

butiran itu cukup merata dan umumnya berasal dari iradiasi sinar- α , - β dan - γ . Kontribusi dosis serap yang berasal dari uranium dan thorium dapat diukur menggunakan pencacah- α , dan dosis radiasi dari sumber ^{40}K dihitung melalui penentuan kadar K dengan analisa kimia.

- Memisahkan butiran-butiran kuarsa berukuran besar yang umumnya berdiameter 100 – 150 μm , jauh lebih besar dibandingkan jangkauan maksimum sinar- α . Karena butiran kuarsa praktis tidak mengandung radionuklida alamiah, maka total dosis serap dari sinar- α hanya berasal dari matriks tanah liat di sekelilingnya. Karena terbatasnya daya tembus sinar- α , maka dosis serap ini hanya terdeposisi pada permukaan lapisan tipis kuarsa. Pengelupasan lapisan permukaan kuarsa melalui etsa kimia asam HF akan menghilangkan informasi TL dari penyinaran- α di permukaan kristal. Dengan demikian, dosis serap yang diterima kuarsa setelah proses etsa tadi seluruhnya hanya berasal dari sinar- β dan - γ , sehingga pengukuran dosis- α tidak diperlukan lagi.
- Memisahkan butiran-butiran zirkon karena bahan ini mengandung radionuklida alamiah dengan kadar relatif tinggi dan merupakan media yang efektif dalam menyerap dosis radiasi. Demikian besarnya kemampuan menyerap dosis radiasi itu, maka kontribusi dosis serap dari batuan sekelilingnya dapat diabaikan. Namun karena kepekaan TL dan kadar kandungan radionuklida alamiahnya cukup bervariasi antara satu butiran dengan butiran lainnya, maka metode pengukuran TL harus dilakukan untuk masing-masing butiran. Dosis serap total dalam satu butiran hampir seluruhnya berasal dari radiasi- α yang dipancarkan radionuklida di dalam butiran. Metode pencacahan dan spektroskopi- α dapat dipakai untuk mengukur kandungan uranium dan thorium secara akurat di dalam zirkon.

Umur suatu temuan benda arkeologi dapat diperkirakan melalui perhitungan menggunakan persamaan dasar sebagai berikut :

$$\text{Umur (tahun)} = \frac{\text{Dosis radiasi total (Gy)}}{\text{Laju dosis tahunan (Gy / th)}} \quad (9)$$

Persamaan (9) yang cukup sederhana tersebut dapat dimodifikasi disesuaikan dengan jenis material (tanah liat, kuarsa atau zirkon) yang sedang dipelajari. Dalam prakteknya, pengukuran TL dan proses-proses yang menyertainya untuk peanggalan arkeologi ini cukup kompleks, dan harus mempertimbangkan berbagai faktor seperti jenis kristal yang diukur, jenis sumber radiasi yang paling dominan, dan lingkungan di mana benda arkeologi itu ditemukan.

Dari persamaan (9) terlihat ada dua besaran yang harus diukur dalam penanggalan TL, yaitu pengukuran dosis total (dalam Gy) dan laju dosis tahunan (dalam Gy/tahun) yang diterima tembikar. Untuk pengukuran dosis total dapat ditempuh dengan cara membaca intensitas TL melalui pemanasan tembikar. Hasil bacaan intensitas TL dari tembikar dapat dikonversikan menjadi dosis radiasi total yang diterima sampel apabila kepekaan sampel terhadap radiasi diketahui. Kepekaan (S) ini didefinisikan sebagai perbandingan antara intensitas TL (I_{TL}) per dosis radiasi (D) yang diterima sebelumnya, atau secara matematis dirumuskan dengan :

$$S = \frac{I_{TL}}{D} \quad (10)$$

Penyinaran di laboratorium dapat dimanfaatkan untuk menentukan kepekaan kristal terhadap radiasi. Apabila kristal disinari dengan dosis yang telah ditentukan harganya dan intensitas TL hasil penyinaran dibaca dengan *TL-Reader*, maka kepekaan kristal terhadap radiasi dapat secara langsung dihitung menggunakan persamaan (10). Sebaliknya, dengan mengetahui nilai S suatu

kristal yang diperoleh melalui penelitian di laboratorium, maka persamaan (10) dapat pula dipakai untuk menghitung dosis total yang diterima oleh sampel arkeologi ($D_{total} = I_{total} / S$).

Kepekaan suatu kristal terhadap radiasi bergantung pada jenis dan energi radiasi. Oleh sebab itu perlu adanya identifikasi jenis radiasi yang diterima sampel. Untuk perhitungan dosis pada sampel arkeologi yang hanya menerima penyinaran sinar- α saja (D_{α}), harus digunakan kepekaan sampel terhadap sinar- α (S_{α}) sehingga $D_{\alpha} = I_{total} / S_{\alpha}$. Persamaan ini dapat dipakai untuk menghitung dosis radiasi total pada sampel arkeologi berupa zirkon. Untuk penyederhanaan dalam penanggalan TL, kepekaan sampel arkeologi terhadap sinar- β dan $-\gamma$ biasanya dianggap sama sehingga $S_{\beta} = S_{\gamma}$. Dengan demikian $D_{total} = I_{total} / S_{\beta} = I_{total} / S_{\gamma}$. Persamaan ini dapat dipakai untuk menghitung dosis radiasi total pada sampel arkeologi berupa kuarsa.

Selain data dosis total pada setiap sampel arkeologi, dalam penanggalan TL ini diperlukan juga adanya data mengenai laju dosis tahunan yang diterima sampel. Dengan metode pemisahan jenis-jenis mineral yang terdapat dalam benda arkeologi (tanah liat, kuarsa dan zirkon), penentuan laju dosis tahunan dapat dilakukan dengan metode yang relatif sederhana. Untuk sampel zirkon yang dapat dianggap hanya menerima dosis sinar- α , penentuan laju dosis tahunannya dapat dilakukan melalui pencacahan maupun spektrometri- α . Dari pengukuran ini dapat diperoleh data mengenai aktivitas radionuklida pemancar- α dalam sampel. Dengan demikian, laju dosis tahunannya dapat diperkirakan.

Dari perhitungan diperoleh data laju dosis sinar- α dari 1 ppm ^{232}Th dengan asumsi tidak ada gas radon yang hilang (sampel tidak berpori) sebesar 738 $\mu\text{Gy}/\text{tahun}$. Radionuklida anak luruh dalam deret thorium ini juga dapat memberikan dosis- β dan $-\gamma$ masing-masing 28,6 dan 51,4 $\mu\text{Gy}/\text{tahun}$. Data tersebut menunjukkan bahwa dosis- β dan $-\gamma$ dari anak luruh deret thorium

hanya sebesar 4 dan 6% dari total dosis yang diterima sampel. Sedang 1 ppm ^{238}U (tidak ada gas radon yang hilang) dapat memberikan dosis- α dengan laju 2783 $\mu\text{Gy}/\text{tahun}$ dan anak luruhnya juga memberikan dosis- β dan $-\gamma$ dengan laju masing-masing 146,2 dan 114,8 $\mu\text{Gy}/\text{tahun}$, yang berarti menempati porsi masing-masing 5 dan 4% dari total dosis.

Seringkali kadar unsur-unsur radioaktif dalam jenis-jenis tembikar tertentu sudah diketahui, misal tembikar yang ditemukan di Skandinavia umumnya mengandung 10 ppm thorium, 3 ppm uranium, 2,5% kalium dan 200 ppm Rb. Dengan komposisi tersebut, bahan tembikar akan menerima laju dosis dari sumber pemancar- α sebesar 2.359 $\mu\text{Gy}/\text{tahun}$ (35%), sumber pemancar- β sebesar 2.894 $\mu\text{Gy}/\text{tahun}$ (43%), sumber pemancar- γ sebesar 1.481 $\mu\text{Gy}/\text{tahun}$ (22%), sedang laju dosis efektif seluruhnya sebesar 6.734 $\mu\text{Gy}/\text{tahun}$.

Dalam penanggalan TL dengan sampel berupa kuarsa, radiasi yang berperan dalam pembangkitan TL adalah sinar- β dan $-\gamma$. Untuk butiran kuarsa dengan diameter lebih besar dari 0,1 mm, kontribusi dosis dari sinar- β dapat mencapai 60 – 80%. Namun karena jangkauan sinar- β di dalam batuan sangat pendek (hanya sekitar 1-2 mm), maka dapat dipastikan bahwa dosis- β yang diterima sampel hanya berasal dari sumber pemancar- β yang ada di dalam matrik sampel itu sendiri. Karena tidak adanya pengaruh sinar- β dari lingkungan sekitar, maka penentuan laju dosis- β dapat dilakukan dengan cara yang relatif sederhana di laboratorium. Dalam penanggalan TL ini, efek sinar- β batuan sekitar dapat dihilangkan dengan cara mengelupas bagian luar sampel setebal 1 – 2 mm.

Ada dua metode yang dapat dipakai untuk menentukan laju dosis- β dan $-\gamma$ dalam matrik sampel arkeologi. Metode pertama adalah menentukan kandungan radionuklida pemancar- β dan $-\gamma$ di dalam sampel diikuti dengan perhitungan laju dosis dengan asumsi laju dosis yang dipancarkan sumber sama dengan laju dosis

yang diserap sampel. Dari perhitungan diperoleh data bahwa 1% K dapat memberikan dosis- β dan $-\gamma$ masing-masing dengan laju 830,3 dan 241 $\mu\text{Gy}/\text{tahun}$. Apabila kalium dalam bentuk senyawa K_2O , maka 1% senyawa itu dapat memberikan laju dosis- β dan $-\gamma$ sebesar 689,3 dan 200 $\mu\text{Gy}/\text{tahun}$. Sedang sumber- β ^{87}Rb dengan kadar 100 ppm memberikan dosis- β sebesar 46,4 $\mu\text{Gy}/\text{tahun}$.

Metode penentuan laju dosis- β dan $-\gamma$ yang kedua adalah melalui pengukuran langsung menggunakan dosimeter. Dalam metode ini dosimeter dikubur di tempat diketemukannya benda arkeologi dalam jangka waktu beberapa bulan hingga satu tahun dengan situasi penguburan diusahakan menyerupai situs di mana benda arkeologi tersebut ditemukan. Informasi laju dosis di tempat tersebut dapat diketahui dengan membaca respon pada dosimeter. Dengan diperolehnya data dosis total yang diterima sampel dan data laju dosis di tempat diketemukannya sampel, maka umur temuan sampel arkeologi itu dapat diperkirakan secara langsung melalui perhitungan menggunakan persamaan (9).

PENUTUP

Penemuan unsur radioaktif alam ternyata dapat merubah cara pandang dalam penentuan waktu geologi. Radionuklida primordial melakukan peluruhan secara kontinyu dengan laju tertentu tanpa terpengaruh oleh faktor-faktor lingkungan. Dengan demikian, radionuklida itu dapat dipakai sebagai jam geologi yang disediakan oleh alam, dan hingga saat ini diakui sebagai metode untuk penentuan waktu geologi yang paling objektif. Penemuan radionuklida-radionuklida alam tersebut secara radikal telah mengubah pandangan manusia tentang sejarah bumi.

Metode penanggalan radioaktif seperti diuraikan tadi telah digunakan secara luas untuk mempelajari masalah-masalah geologi. Melalui studi ini, pengetahuan manusia lebih detail

mengenai sejarah permukaan bumi, bulan dan batuan meteorit lainnya telah berkembang dengan pesat. Dari beberapa pengukuran yang pernah dilakukan diketahui bahwa umur batuan permukaan bumi yang paling tua adalah sekitar $3,7 \times 10^9$ tahun, sementara itu batuan dari bulan berumur sekitar $4,6 \times 10^9$ tahun, sedang batuan meteorit berumur antara $(4,5 - 4,7) \times 10^9$ tahun. Dari beberapa pengukuran menggunakan penanggalan radioaktif ini akhirnya disimpulkan bahwa bumi sebagai sistem tertutup terbentuk kira-kira $4,57 \times 10^9$ tahun yang lalu. Cukup banyak bukti yang diperoleh bahwa seluruh sistem tata surya terbentuk kira-kira $4,6 \times 10^9$ tahun yang lalu.

Selain dalam bidang geologi, keberadaan radionuklida primordial juga dimanfaatkan dalam bidang arkeologi, terutama untuk penanggalan temuan-temuan bahan tembikar kuno. Aplikasi fenomena TL untuk penanggalan temuan arkeologi tersebut dapat memberikan keuntungan tersendiri. Metode ini dapat memberikan perkiraan umur melalui pengukuran fisika yang lebih tepat dan teliti, karena informasi umur dalam bentuk penumpukan sinyal TL di dalam benda-benda arkeologi tersimpan dengan aman. Informasi itu tidak akan keluar atau hilang tanpa adanya pemanasan pada suhu tinggi dari luar.

Pada saat mulai dikembangkan, metode TL telah dipakai untuk melacak jejak perdagangan penduduk asli bangsa Indian di Amerika Utara dan studi pelacakan sumber-sumber batuan sedimen di Belgia. Banyak institusi mengandalkan pada metode penanggalan TL ini dalam memperkirakan usia temuan-temuan arkeologi. Di Jerman, metode ini telah digunakan untuk penanggalan tembikar yang ditemukan terkubur di daerah Lubeck. Melalui pengukuran TL dalam sampel kuarsa diperkirakan tembikar tersebut dibuat pada tahun 1244 (± 26 tahun) M.

Penanggalan temuan tembikar kuno yang terkubur di Lejre, Denmark, juga dilakukan menggunakan metode TL. Hasil pengukuran menunjukkan bahwa benda tersebut diperkirakan dibuat pada tahun 1030 (± 25 tahun) M. Hasil ini

sangat cocok dengan perkiraan secara arkeologi yang memperkirakan pembuatan benda antara tahun 950 – 1050 M. Tembikar yang ditemukan di situs Sringaverapura di India dapat diketahui usianya dan diperkirakan di buat antara tahun 2660 – 3015 SM setelah dilakukan analisa menggunakan metode penanggalan TL.

Dari uraian mengenai pemanfaatan radionuklida primordial untuk penanggalan geologi dan arkeologi serta beberapa contoh aplikasinya terlihat bahwa aplikasi teknik nuklir dalam bidang geologi dan arkeologi dapat berperan banyak dalam membantu mengungkap sejarah bumi dan sejarah kehidupan penduduknya di masa lampau.

DAFTAR PUSTAKA

1. COHEN, B. L., Concept of Nuclear Physics, Tata McGraw-Hill Publishing Company Ltd., New Delhi (1982).
2. FRIEDLANDER, G., et. al., Nuclear and Radiochemistry (3rd edition), John Wiley & Sons, New York (1981).
3. KAPLAN, I., Nuclear Physics (2nd edition), Addison-Wesley Publishing Company, London (1979).
4. ROZAMSKI, K and FROEHLICH, K, Radioactivity and Earth Sciences : Understanding the Natural Environment, *IAEA Bulletin*, Vol. 38 (2), Vienna, Austria (1996) pp. 9-15.
5. TAYLOR, JOHN R. and ZAFIRATOS, CHRIS D., Modern Physics For Scientist and Engineers, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey 07632 (1991).
6. WALKER, F. W., et. al., Nuclides and Isotopes (14th edition), GE Nuclear Energy, California 95125, USA (1989).
7. DELGADO, A., Basic Concepts of Thermoluminescence, *Personal Thermoluminescence Dosimetry* (Ed. : M. Oberhofer), Report EUR 16 277 EN, Luxembourg (1995) pp. 47-69.
8. SCHARMANN, A., Thermoluminescence Dosimetry – Historical Review, Status Quo and Perspective, *Personal Thermoluminescence Dosimetry* (Ed. : M. Oberhofer), Report EUR 16 277 EN, Luxemburg (1995) pp. 1-19.

9. NIETO, JUAN AZORIN, Luminescence Dosimetry : Theory and Applications, Derechos Reselvados, Mexico D.F (1990).
10. DRISCALL, C.M.H., Fundamental Aspects of TLD Materials, *Practical Aspect of Thermoluminescence Dosimetry*, (Ed. : A.P. Hufton), The Hospital Physicists' Association, England (1984) pp. 5-11.
11. FURETTA, C., TL Materials and Their Properties, *Personnal Thermoluminescence Dosimetry* (Ed. : M. Oberhofer), Report EUR 16 277 EN, Luxemburg (1995) pp. 71-106.
12. McKINLAY, Thermoluminescence Dosimetry, *Medical Physics Handbooks 5*, Adam Hilger Ltd., Bristol, Norwich NR 6 6SA (1981).
13. MAHESH, K., WENG, P.S. and FURETTA, C., Thermoluminescence in Solids and Its Applications, Nuclear Technology Publishing (1989).
14. MEJDAHL, V. and WINTLE, A.G., Thermoluminescence Applied to Age Determination in Archeology and Geology, Thermoluminescence and Thermoluminescent Dosimetry (*volume III*), (Ed. : Yigal S. Horowitz), CRC Press Inc., Boca Raton, Florida (1983) pp. 133-190.