

REAKSI INTI DALAM ANALISA UMUR BATUAN



DISUSUN OLEH

Drs. ASRUL, M. A

~~Drs. LETMI DWIRIDAL~~

MILIK PERPUSTAKAAN IKIP PADANG	
TANGGAL	5 - 10 - 95
NO. KATALOG	11
KOLEKSI	KK1
NO. RAJUK	1677 / h / 95 - 1112
NO. KAS	530 asr 01

JURUSAN PENDIDIKAN FISIKA

FAKULTAS PENDIDIKAN MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM

INSTITUT KEGURUAN DAN ILMU PENDIDIKAN PADANG

1995

MILIK UPT PERPUSTAKAAN
IKIP PADANG

KATA PENGANTAR

Puji syukur kehadirat Allah S.W.T., atas petunjuk dan kekuatan yang diberikan-Nya, tulisan ini dapat disusun sebagai salah satu sumber bacaan bagi Dosen dan Mahasiswa dalam memahami problema yang berkaitan dengan reaksi inti.

Adapun tulisan ini diberi judul "Reaksi Inti dalam Analisa Umur Batuan" yang membahas permasalahan : reaksi inti, kebolehjadian reaksi inti, ketakpastian energi, penggunaan mekanika kuantum dalam menjelaskan peluruhan sinar α , dan analisa umur batuan.

Dalam menyelesaikan tulisan ini penulis banyak mendapatkan bimbingan dan saran dari berbagai pihak, maka dalam kesempatan ini penulis menyampaikan terima kasih yang sebesar-besarnya.

Penulis menyadari bahwa tulisan ini belum mencapai bentuk kesempurnaan, untuk itu kritik dan saran-saran dari berbagai pihak sangat diharapkan, untuk kesempurnaan isi buku ini.

Padang, Januari 1995

Penulis

DAFTAR ISI

	hal
Kata Pengantar	ii
Daftar Isi	iii
 BAB I PENDAHULUAN	
A. Aspek-aspek Empiris dan Teoritis	1
B. Kegunaan Reaksi Inti	4
1. Dari Segi Eksperimen	4
1. Dari Segi Teori	5
 BAB II KEBOLEHJADIAN REAKSI INTI	
A. Kebolehjadian Reaksi Inti	8
B. Ketakpastian Energi	11
1. Ketakpastian Elektron	11
2. Ketakpastian Proton	13
C. Alasan Elektron tak Terdapat dalam Inti	14
1. Ukuran Nuklir	14
2. Spin Nuklir	15
3. Momen Magnetik	16
4. Interaksi Nuklir Elektron	16
D. Energi Ikat Inti	17
 BAB III PENGGUNAAN MEKANIKA KUANTUM DALAM MENJELASKAN PELURUHAN SINAR α	
A. Kinematika Peluruhan Sinar α	21
B. Spektrum Energi Partikel α	23
C. Teori Kuantum Peluruhan α	25

D. Teori Gamow Gurnei dan Kondou	30
E. Model Partikel α	32
BAB IV AKSELERATOR	
A. Akselerator Tegangan Tinggi	36
1. Akselerator Cockroft - Walton	36
2. Akselerator Van - De Graff	39
B. Akselerator Tegangan Rendah	41
C. Akselerator Linier	42
D. Akselerator Orbit	44
1. Betatron	44
2. Siklotron	46
BAB V PENGGUNAAN INTI RADIOAKTIF	
A. Penentuan Umur Batuan	50
1. Hukum Superposisi	50
2. Metode Fosil	51
3. Prinsip Hubungan Saling	
Memotong	52
4. Metode Radiometri	54
B. Tinjauan Radioaktivitas	55
C. Radioaktivitas dalam Geologi	58
1. Penerapan Radioaktivitas Untuk	
Penentuan Umur Batuan	58
2. Radiometri pada Batuan Sedimen	62
D. Penentuan Umur Mutlak Batuan Sedimen	
dengan Metode Rubidium Stronsium	70
1. Geokimia Rubidium dan Stronsium	70

2. Keberadaan Isotop Rubidium dan Stronsium	72
3. Evolusi Glaukonit	74
4. Tahap Persiapan Analisa	78
5. Radiometri Batuan dengan Metode Rubidium dan Stronsium	83
6. Permasalahan Metode Rubidium dan Stronsium pada Glaukonit	86
E. Analisa Umur Air Tanah	88
F. Radiokarbon Dating	93
1. Penentuan Kandungan Radiokarbon di dalam Air Tanah	93
2. Metodologi	94

DAFTAR PUSTAKA

BAB I

PENDAHULUAN

A. ASPEK-ASPEK EMPIRIS DAN TEORITIS

Inti merupakan zarah mikroskopik dengan ukuran jari-jari (r) mendekati 10 fm (10^{-12} m) yang mengharuskan menelaah mekanikanya dengan pendekatan Mekanika Kuantum yang ciri-cirinya menyimpang dari Mekanika Klasik menurut Newton/ Lagrange/Hamilton.

Ditinjau dari pendekatan klasik ada beberapa para-meter yang berkaitan dengan inti, yakni:

- 1). Z = nomor atom atau cacah proton yang dapat ditentukan dengan hamburan Rutherford zarah α atau elektron, spektroskopi sinar-X, spektroskopi massa.
- 2). A = nomor massa atau cacah nukleon (proton dan neutron) dalam inti

$$A = Z + N$$

- 3). M = massa inti $\sim Z m_p + N m_N - E_B$ (dalam MeV)

$$< Z m_p + N m_N$$

$$m_p = \text{massa proton,}$$

$$m_N = \text{massa netron}$$

$$E_B = \text{tenaga ikat inti } > 0$$

Dari hubungan point (1), berdasarkan nilai M , Z , m_p dan m_N dapat ditentukan nilai N dan E_B dan juga nomor massa, yakni;

$$A = Z + N \quad (1 - 1)$$

5). Tingkat tenaga inti $E < 0$ (karena inti merupakan sistem terikat), ($E = -E_b$) mulai dari tingkatan dasar E_0 (bond level) sampai tingkatan-tingkatan tereksitasi. yang dapat ditentukan dengan spektroskopi nuklir.

6). Momen magnet, momen kuadropol listrik.

7). Momentum sudut orbit,

$$\vec{L} = \sum_{i=1} \vec{r}_i \times \vec{p}_i$$

(dijumlahkan meliputi nukleon)

Sedangkan bila ditinjau dengan pendekatan Mekanika Kuantum ada beberapa parameter mengenai inti, yakni:

1). Spin inti - merupakan momentum sudut total inti dalam kerangka rehat yang ditentukan dengan percobaan.

2). Paritas inti - dan diperlukannya fungsi gelombang ($f.g$) untuk deskripsi keadaan inti. Paritas menentukan perubahan tanda $f.g$ apabila vektor letak nukleon

$$r_i \rightarrow F_i.$$

3). Umur inti bagi inti radioaktif $T_{1/2}$ (half) atau τ (mean life). Gejala radioaktivitas yang terjadi secara spontan hanya dapat dijelaskan secara kuantitatif sebagai alih keadaan inti awal ke inti akhir dengan menggunakan dinamika Mekanika Kuantum

→ (rad, β , γ). Teori usikan (perturbasi) yang gayut waktu dan Teori Penerobosan Tanggul Potensial (Radioaktivitas). Demikian juga gejala Reaksi nuklir.

Selanjutnya juga ada beberapa ciri khusus Mekanika Kuantum, yaitu:

- 1). Tidak semua observabel (parameter gerak) sistem dapat diukur serempak atau dihadirkan bersama dengan pasti. (Δ observabel = ketakpastian = 0).
- 2). Observabel-observabel yang dapat dihadirkan secara serempak bersama-sama akan mencirikan keadaan kuantum sistem yang disajikan sebagai fungsi gelombang dengan nilai pasti observabel tersebut sebagai parameter ψ_{a_1, a_2}

- 3). Observabel diwakili oleh suatu operator yang bekerja pada fungsi gelombang. Dua observabel yang tak dapat dihadirkan serempak tak komutatif

$$\hat{\sigma}_1 \hat{\sigma}_2 = \hat{\sigma}_2 \hat{\sigma}_1 \quad (1 - 2)$$

Sedangkan dua observabel yang dapat dihadirkan serentak dengan pasti ($\Delta\sigma_1 = \Delta\sigma_2 = 0$). → komutatif

$$\hat{\sigma}_1 \hat{\sigma}_2 = \hat{\sigma}_2 \hat{\sigma}_1 \quad (1 - 3)$$

- 4). Metode kuantum yang memungkinkan pengukuran pasti suatu observabel beroperasi $\hat{A} \rightarrow \psi_a$ memenuhi

persamaan eigenvalue :

$$\hat{A} \psi_a = a \psi_a \quad (1 - 4)$$

ψ_a = eigenstate dari \hat{A} .

5). Spektrum nilai { a } dapat bersifat kontinu atau diskret.

Diskret : bila \hat{A} memuat unsur-unsur yang tak komutatif misalnya :

$$\hat{A} \longrightarrow \hat{L}^2 = \hat{L}_x^2 + \hat{L}_y^2 + \hat{L}_z^2$$

dengan

$$\hat{L}_x \hat{L}_y = \hat{L}_y \hat{L}_x$$

Kontinu : bila unsur-unsur yang terkandung dalam \hat{A} komutatif, misalnya :

$$\hat{A} \longrightarrow r = \hat{x} \hat{i} + \hat{y} \hat{j} + \hat{z} \hat{k}$$

dengan

$$\hat{x} \hat{i} = \hat{y} \hat{j}$$

dan

$$\hat{x} \hat{i} = \hat{z} \hat{k}, \quad \hat{i}, \hat{j} \text{ dan } \hat{k} \text{ adalah vektor satuan.}$$

B. KEGUNAAN REAKSI INTI

1. Dari segi eksperimen

Dasar : - pengukuran kinematis
 - pengukuran $\frac{dr}{d\omega}$ dan r

- pengukuran polarisasi
- pengukuran spektroskopi radiasi

a). Menentukan parameter = A (distribusi muatan listrik, massa, paritas, momen multipole listrik

dan magnet).

- b). Menentukan tingkatan-tingkatan tenaga B dan pembuatan decay sehemanya.
- c). Penyelidikan pelanggaran terhadap hukum-hukum kekekalan yaitu seberapa kuat (kekekalan massa, muatan, momen sudut, momen linear, massa dan energi).
- d). Produksi partikel tenaga tinggi untuk penyelidikan lanjut \rightarrow inti baru (unsur baru).

2. Dari segi teori

Dasar: - Perhitungan fungsi-fungsi gelombang menurut M.K. untuk berbagai macam "nuclear force"
 - Perhitungan berbagai arservabel nuklir dengan menggunakan fungsi gelombang yang telah didapatkan di atas terutama yang berhubungan dengan hasil-hasil reaksi inti (tampang lintang, polarisasi, korelasi sudut, form factors, tingkat tenaga dan lain-lain.

- a). Macam-macam nuclear force yang acceptable.
- b). Macam-macam nuclear mode yang acceptable.
- c). Metode Pendekatan teoritis yang mungkin.
- d). Macam-macam hukum kekekalan dan simetri yang berlaku.
- e). Meramalkan proses-proses tertentu yang belum pernah terjadi dan teramati.

f). Mengembangkan teori banyak partikel (many body).

* Sumber-sumber Partikel Projektil: apabila α berupa neutron (n) dengan tenaga Kinetik K_n .

$K_n < 1 \text{ KeV} \rightarrow$ neutron termal: dari kolom reaktor

$K_n = 1 \text{ KeV} - 120 \text{ KeV}$; menunjukkan variasi σ_n

hasil reaksi endoergik ${}^7\text{Li} (p,n) {}^7\text{Be}$

dengan $K_p > K_{\text{ambang}} (p) = 1,881 \text{ MeV}$

(arah ke depan $\rightarrow 120 \text{ KeV}$).

$K_n = 120 \text{ KeV} - 600 \text{ KeV}$: reaksi serupa dengan

$K_p > K_{\text{ambang}}$

$(0,6 - 4) \text{ MeV}$: reaksi ${}^3\text{H} (p,n) {}^3\text{He}$

$K_{\text{ambang}} = 1,019 \text{ MeV}$

$(4 - 9) \text{ MeV}$: reaksi eksoergik ${}^2\text{H} (d,n) {}^3\text{He}$

$Q = 3,265 \text{ MeV}$, dapat juga di-

peroleh pada reaksi; ${}^9\text{Be}(\alpha,n){}^{12}\text{C}$,

${}^{12}\text{C}(\alpha,n){}^{16}\text{O}$; ${}^{14}\text{N}(\alpha,n){}^{15}\text{O}$ tetapi

yield rendl.

$(12 - 27) \text{ MeV}$: reaksi eksoergik ${}^3\text{H}(d,n){}^4\text{He}$ dan

${}^3\text{H}(t,n){}^4\text{He}$ dengan $Q = 17,578 \text{ MeV}$

dalam generator elektrostatik,

misalnya Coekraft-Walton

$(K_n \sim 14 \text{ MeV})$

Sasaran yang diperlukan untuk generasi n di atas :

Li = dengan jalan menguapkan Li dalam hampa dan

seterusnya diembunkan pada lempeng walfram

atau tantalum.

d,t = dalam bentuk gas cell dengan jalan diadsorbsi-kan pada lapisan-lapisan zirconium atau metal lain.

- * a. berupa zarah bermuatan $\rightarrow \alpha$ dari zat radioaktif $-\alpha$, dapat juga berupa; e^- , p, d, t dan inti-inti ringan yang dapat diperoleh dari Accelerator.

BAB II

KEBOLEHJADIAN REAKSI INTI

A. KEBOLEHJADIAN REAKSI INTI

Kebolehjadian reaksi berlangsungnya suatu reaksi inti digambarkan (dinyatakan) dalam suatu besaran yang dinamakan "Cross Section" (σ)

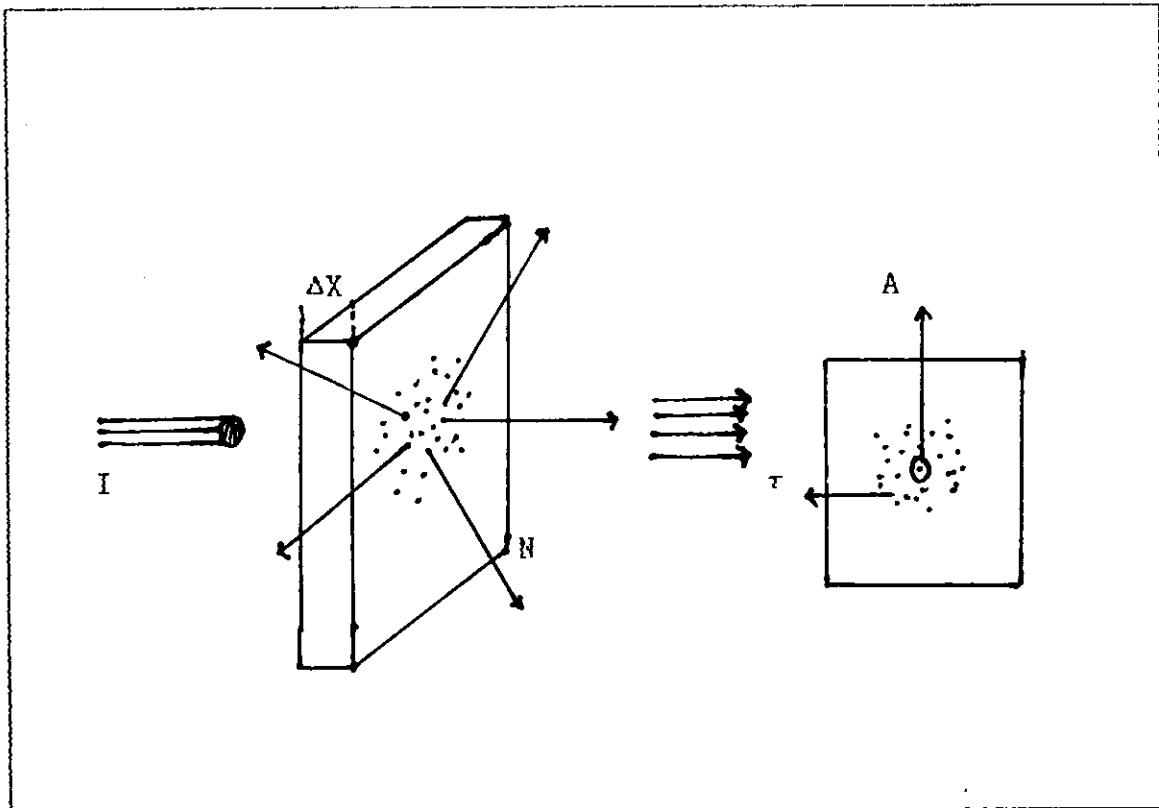
definisi: ukuran kebolehjadian reaksi per target nucleus, ia merupakan luasan fiktif dan tidak harus ada hubungan dengan luas penampang πR^2 dari inti target.

Dapat juga dikatakan kebolehjadian reaksi inti dengan perbandingan N/I ;

N = partikel hasil ;

I = beam partikel proyektil persatuan waktu yang terdistribusi secara merata meliputi luasan A .

Sehingga bila reaksi inti menghasilkan N buah partikel per detik, dapat dibayangkan bahwa untuk setiap inti target terdapat suatu luasan σ (\perp arah beam). Sedemikian sehingga apabila pusat proyektil menumbuk target dalam daerah σ , terjadi "reaksi inti". Apabila pusat proyektil diluar σ , maka tak terjadi reaksi inti.



Gambar 2.1. Proses kebolehjadian reaksi inti.

Besaran N/I tergantung pada kerapatan target dan tebal target Δx , sedang τ berkaitan dengan setiap inti. Maka kebolehjadian setiap proyektil menghasilkan reaksi N/I dan sama dengan total cross-section untuk semua target dalam daerah A (dilihat dari arah beam), dibagi dengan A

Apabila n target/unit vol = $n A \Delta x$ inti dalam jangkauan setiap proyektil, setiap target $\rightarrow \tau$

$$\frac{N}{I} = \frac{n A \Delta x \tau}{A}$$

$$\tau = \frac{N}{(I/A)(n A \Delta x)} \quad (2 - 1)$$

τ = merupakan jumlah partikel hasil per satuan waktu, per unit luas beam (flux) datang dan per unit inti target. Satuan $\tau = \text{cm}^2$ atau born

$$(1 \text{ b} = 10^{-24} \text{ cm}^3)$$

Pada perhitungan teoritis Δx dipilih sehingga $n A \Delta x = 1$ sehingga flux dapat ditulis :

$$\frac{I}{A} = n_a v_a \quad (2 - 2)$$

n_a = jumlah proyektil per unit volume

v_a = kecepatan relatif proyektil terhadap target

Disamping itu partikel hasil N dapat ditulis :

$$N = n \tau \Delta x I \text{ (slab, tipis)} \longrightarrow \text{beam tetap}$$

Bila slab tebal \longrightarrow beam berkurang dengan tebal dx , maka

$$dN = - dI$$

$$= n \tau \Delta x I$$

$$I_t = I_0 e^{-n\tau t} \quad (2 - 3)$$

keterangan

t = tebal slab.

$n\tau$ = koefisien atenuasi linear

I_t/I_0 = transmisi slab.

Contoh : bila $\tau = 0,1$ b, interaksi pada 1 atmosfer dalam cloud chamber ($n = 3 \times 10^{19} \text{ cm}^{-3}$; $\Delta x = 10 \text{ cm}$).

$$\text{Maka } \frac{N}{I} \sim 3 \times 10^{19} \times 0,1 \times 10^{-24} \times 10$$

$$\sim 3 \times 10^{-5} \rightarrow \text{orde besar kebolehjadian}$$

reaksi secara eksperimen.

Pada sampel pada, $n \times 10^{22} \text{ cm}^{-3}$

B. KETAKPASTIAN ENERGI

Ketidakpastian energi ΔE dapat dikemukakan melalui prinsip ketidakpastian Heisenberg, yakni:

$$\Delta x \Delta p \sim h \quad (2 - 4)$$

dimana : Δx = ketidakpastian posisi partikel dan

Δp = ketidakpastian momentum partikel,

Melalui prinsip ketidakpastian Heisenberg ini, maka ketidakpastian energi ΔE dari elektron, proton dan neutron dapat dijelaskan di bawah ini.

1. Ketidakpastian Elektron

Ketidakpastian posisi elektron secara kasar diambil sama dengan diameter inti. Dari hasil eksperimen diperoleh jari-jari inti berorde $10^{-12} \sim 10^{-13} \text{ cm}$. Bila diambil ketidakpastian posisi elektron

$\Delta x = 2 \times 10^{-12}$ cm, maka:

$$\Delta p \sim \frac{h}{\Delta x} = \frac{6,6 \times 10^{-27}}{2 \times 10^{-12}} = 3,3 \times 10^{-15} \text{ erg.dt/cm}$$

Secara relativistik ketakpastian energi elektron dapat dituliskan:

$$\Delta E^2 = \Delta p^2 C^2 + m_0^2 C^4 \quad (2 - 5)$$

ΔE = ketakpastian energi elektron

Δp = ketakpastian momentum

C = kecepatan cahaya

m_0 = massa diam elektron

maka nilai :

$$\begin{aligned} \Delta p^2 C^2 &= (3,3 \times 10^{-15})^2 (3 \times 10^{10})^2 \\ &= 9,301 \times 10^{-10} \approx 10^{-8} \text{ erg} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} m_0^2 C^4 &= (9 \times 10^{-28})^2 (3 \times 10^{10})^4 \\ &\approx 6,561 \times 10^{-13} \approx 10^{-12} \text{ erg} \end{aligned}$$

Maka nilai 10^{-12} dapat diabaikan terhadap 10^{-8} ,

bila dijumlahkan maka:

$$\Delta E^2 \approx 10^{-8} \text{ erg}$$

$$\Delta E \approx 10^{-4} \text{ erg}$$

$$= 10^{-4} \text{ erg} \times \frac{1 \text{ eV}}{1,6 \times 10^{-12} \text{ erg}}$$

$$\Delta E \simeq 6,25 \cdot 10^7 \text{ eV} \sim 6 \times 10^7 \text{ eV}$$

$$\Delta E \simeq 60 \text{ MeV}$$

Secara eksperimen diperoleh bahwa elektron yang dipancarkan oleh inti radio aktif tak pernah ditemukan memiliki energi kinetik lebih dari 4 MeV dimana hasil ini jauh lebih kecil dari perhitungan dengan prinsip ketakpastian. Ini menunjukkan bahwa tak mungkin inti terisi oleh elektron bebas.

2. Ketakpastian Proton

Untuk ketakpastian posisi proton dalam inti diambil $\Delta x = 2 \times 10^{-12}$ cm dan $\Delta p = 3,3 \times 10^{-15}$ erg.det/cm. Maka ketakpastian energi proton dalam inti dapat dinyatakan dengan :

$$\begin{aligned} \Delta E^2 &= \Delta p^2 C^2 + m_0^2 C^2 \\ &= (3,3 \times 10^{-15})^2 (3 \times 10^{10})^2 \\ &\quad + (1,67 \times 10^{-24})^2 (3 \times 10^{10})^2 \\ &= 10^{-8} + 2,3 \times 10^{-6} \end{aligned}$$

untuk masalah ini maka suku pertama bisa diabaikan terhadap suku kedua.

$$\Delta E^2 = 1,5 \times 10^{-3} \text{ erg}$$

$$= \frac{1,5 \times 10^{-3} \text{ erg}}{1,6 \times 10^{-12} \text{ erg/eV}} = 9,4 \times 10^8 \text{ eV} = 940 \text{ MeV}$$

$$\Delta E = 940 \text{ MeV}$$

Nilai ini hanya sedikit lebih besar dari energi diam proton, yaitu: $1,008 \times 931 = 938 \text{ MeV}$ dan energi kinetik proton di dalam inti juga berorde MeV. Kenyataan ini memungkinkan proton berada dalam inti.

Ketidakpastian Neutron ΔE proton dan neutron bisa dikatakan sama, karena sebagian besar sumbangan dari energi diam dan karena massa diam proton dan neutron hampir sama.

B. ALASAN ELEKTRON TAK TERDAPAT DALAM INTI

Ada beberapa tinjauan yang menjadi alasan mengapa elektron tidak terdapat di dalam inti yang dijelaskan di bawah ini.

1. Ukuran Nuklir

Jejari inti yang dijumpai $\sim 5 \times 10^{-15} \text{ m}$. Untuk membatasi daerah sekecil itu, menurut prinsip ketidakpastian, partikel harus memiliki momentum sebesar

$$\Delta p > 1,1 \times 10^{-20} \text{ kg m/s.}$$

Ini sesuai dengan ketakpastian energi kinetik elektron sekurang-kurangnya 20 MeV. Namun elektron yang terpancar pada peluruhan β hanya berenergi 2 - 3 MeV. Satu orde besar lebih kecil dari energi yang seharusnya dimiliki jika elektron harus ada dalam inti.

2. Spin Nuklir

Proton dan elektron merupakan partikel Fermi dengan spin $1/2$, berarti momentum sudutnya $1/2 \hbar$. Jadi inti dengan jumlah proton ditambah elektron yang genap harus memiliki spin bilangan bulat, sedangkan inti dengan jumlah proton ditambah elektron yang ganjil harus memiliki spin $1/2$ bilangan bulat. Ramalan ini tidak benar. Kenyataannya deuteron yang merupakan isotop hidrogen mempunyai nomor atom 1 dan nomor massa 2, harus ditafsirkan timbul dan kehadiran dua buah proton dan sebuah elektron. Bergantung dari orientasi partikel, spin deuteron harus memiliki spin $1/2$ atau $3/2$. Namun spin deuteron menurut pengamatan ialah 1, sesuatu yang tidak cocok dengan hipotesis terdapatnya elektron nuklir.

3. Momentum Magnetik

Proton memiliki momen magnetik sekitar 0,15 persen dari momen magnetik elektron, sehingga momen magnetik nuklir harus berorde sama seperti elektron berada dalam inti. Namun, momen magnetik inti yang teramati hampir sama dengan momen magnetik proton bukan dengan momen magnetik elektron. Suatu penyimpangan yang tak dapat dimengerti, jika benar elektron merupakan unsur penyusun inti.

4. Interaksi Nuklir Elektron

Telah diamati bahwa gaya yang beraksi antara partikel nuklir menghasilkan energi ikat berorde 8 MeV per partikel. Sukar bagi kita untuk mengerti mengapa jika elektron dapat berinteraksi cukup kuat dengan proton untuk membentuk inti. Dengan kata lain, bagaimana setengah jumlah elektron lainnya? Lebih lanjut lagi, jika elektron terhambur oleh inti, elektron berkelakuan seakan-akan hanya mengalami aksi dari gaya listrik. Sedangkan hamburan nuklir proton cepat menunjukkan penyimpangan dari pengaruh listrik, hal ini hanya dapat diterangkan dengan mengacu pada gaya nuklir yang khas.

D. ENERGI IKAT INTI

Pada suatu atom, massa inti lebih kecil dari pada jumlah massa nukleon penyusunnya. Selisih kedua massa ini disebut energi ikat inti.

Energi ikat inti dapat dicari dengan rumus :

$$B = [N m_n + Z m({}_1^1\text{H}_0) - m({}_Z^AX_N)] C^2 \quad (2 - 6)$$

dengan satuan μ , dimana :

B = energi ikat inti

N = jumlah neutron

A = jumlah proton + neutron

m_n = massa neutron

Z = jumlah proton

$m({}_1^1\text{H}_0)$ = massa atom hidrogen

$m({}_Z^AX_N)$ = massa atom X \rightarrow yang dicari tenaga ikatnya.

C^2 = laju cahaya.

Ekivalen tenaga (U) $C^2 = 931,502 \text{ MeV}$. Selanjutnya akan dicari tenaga ikat inti untuk beberapa atom.

• ${}_1^2\text{H}_1 \rightarrow Z = 1, N = 1, m({}_1^2\text{H}_1) = 2,014102 \mu$

$$m({}_1^1\text{H}_1) = 1,007825 \mu$$

$$m N = 1,008665 \mu$$

$$B = [1 \cdot 1,008665 + 1 \cdot 1,007825 - 2,014102] C^2$$

$$= [2,388 \cdot 10^{-3}] C^2 \text{ U}$$

MILIK UPT PERPUSTAKAAN
IKIP PADANG

$$= [2,388 \cdot 10^{-3}] \cdot 931,502 \text{ MeV}$$

$$= 2,224 \text{ MeV}$$

$$B/A = \frac{2,224 \text{ MeV}}{2} = 1,112 \text{ MeV}$$

$$\bullet \quad {}^4_2\text{He} \alpha \longrightarrow A = 4 ; Z = 2 ; N = 2 ; m \quad {}^4_2\text{He} = 4,002603 \mu$$

$$B = [2 \cdot 1,008665 + 2 \cdot 1,007825 - 4,002603] \cdot 931,502 \text{ MeV}$$

$$= 28,29623625 \text{ MeV}$$

$$B/A = \frac{28,29623625 \text{ MeV}}{4} = 7,074 \text{ MeV/nucleon}$$

$$\bullet \quad {}^6_3\text{Li} \alpha \longrightarrow m \quad {}^6_3\text{Li} = 6,015123 \mu$$

$$B = [3 \cdot 1,008665 + 3 \cdot 1,007825 - 6,015123] \cdot 931,502 \text{ MeV}$$

$$= 31,99429919 \text{ MeV}$$

$$B/A = \frac{31,99429919 \text{ MeV}}{6} = 5,332 \text{ MeV/nucleon}$$

$$\bullet \quad {}^9_4\text{Be} \alpha \longrightarrow m \quad {}^9_4\text{Be} = 9,012183 \mu$$

$$B = [5 \cdot 1,008665 + 4 \cdot 1,007825 - 9,012183] \cdot 931,502 \text{ MeV}$$

$$= 8,16484788 \text{ MeV}$$

$$B/A = \frac{8,16484788 \text{ MeV}}{9} = 6,463 \text{ MeV/nucleon}$$

$$\bullet \quad {}^{11}_5\text{B} \alpha \longrightarrow m \quad {}^{11}_5\text{B} \alpha = 11,009305 \mu$$

$$B = [6 \cdot 1,008665 + 5 \cdot 1,007825 - 11,009305] \cdot 931,502 \text{ MeV}$$

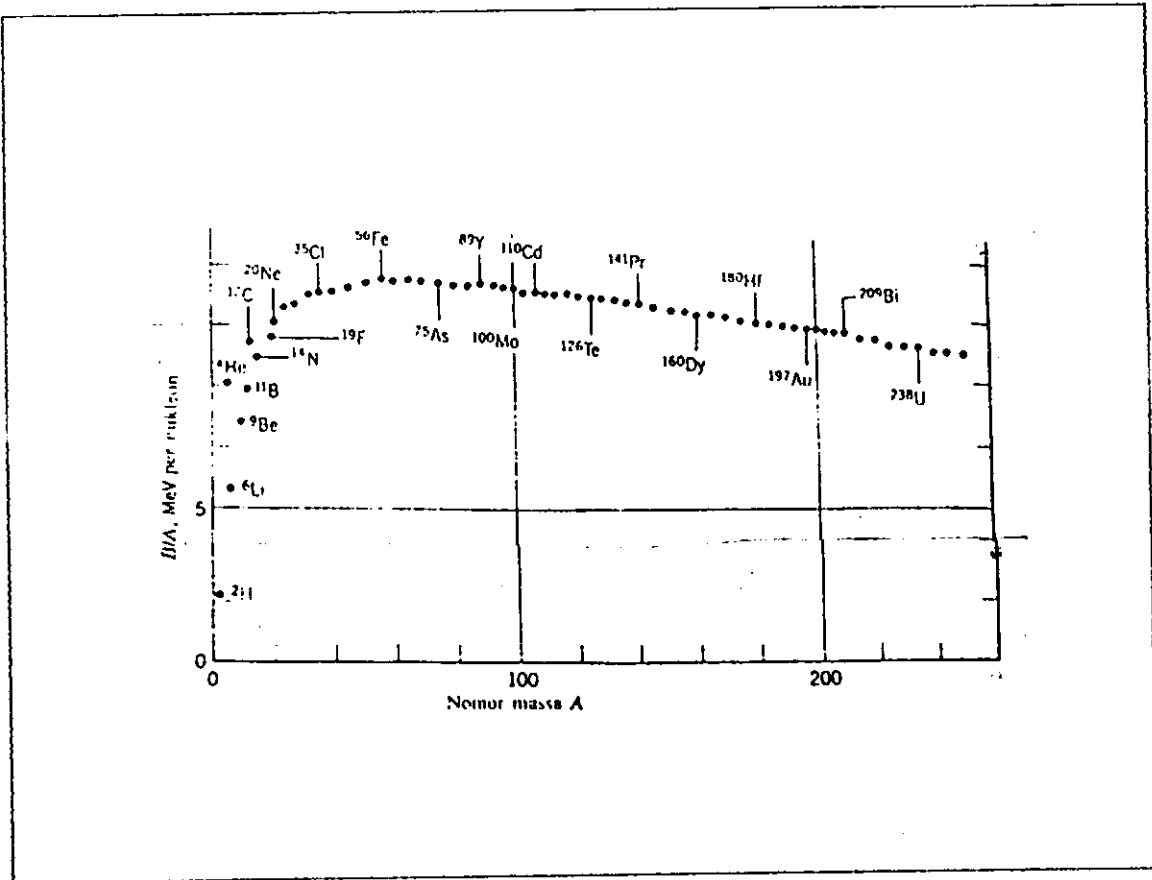
$$= 76,20617862 \text{ MeV}$$

$$B/A = \frac{76,20617862 \text{ MeV}}{11} = 6,928 \text{ MeV/nucleon}$$

11

Energi ikat timbul dari aksi gaya yang mengikat nukleon sehingga terbentuk inti. Serupa dengan energi ionisasi atom yang harus disediakan untuk melepaskan elektron, timbul dari aksi gaya listrik. Energi ikat berkisar antara 2,22 MeV untuk deuteron yang merupakan inti majemuk terkecil sampai 1.640 MeV untuk ${}_{83}^{209}\text{Bi}$ yang merupakan inti terberat.

Energi ikat pernukleon didapat dengan membagi energi ikat total inti dengan jumlah nukleon dalam inti itu, merupakan kuantitas yang paling menarik dalam energi ikat pernukleon sebagai fungsi nomor massa (A).



Gambar 2.2. Energi ikat per nukleon sebagai fungsi nomor massa.

Dari gambar dapat dilihat bahwa inti bermassa sedang merupakan inti yang paling mantap, karena energi terbesar harus dimasukkan untuk membebaskan masing-masing nukleon. Fakta ini menimbulkan dugaan energi akan terlepas jika inti dapat dipecah menjadi inti lebih ringan atau diserap jika inti ringan bergabung menjadi inti lebih berat.

BAB III

PENGGUNAAN MEKANIKA KUANTUM DALAM MENJELASKAN PELURUHAN SINAR ALPA

A. KINEMATIKA PELURUHAN SINAR α

Inti yang tak stabil (berat dan menengah) berpeluang memancarkan sinar α secara spontan desintegrasi α , sehingga jumlah inti induk berkurang dengan waktu (decay), seperti yang ditunjukkan di bawah ini.

$$N(t) = N_0 e^{-\lambda t}$$

$$N(t) = N_0 e^{-t/\tau} \quad (3 - 1)$$

$$\tau = 1/\lambda$$

$$= t_{1/2}/0,693$$

dimana,

$$\tau = \text{umur rata-rata}$$

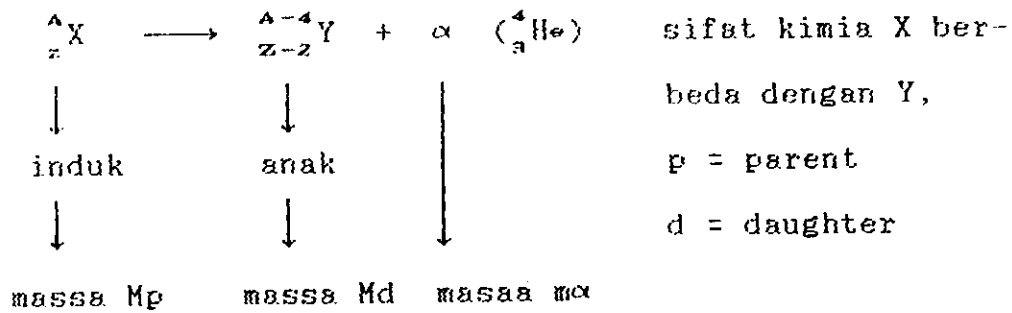
$$N_0 = \text{jumlah inti induk}$$

$$N(t) = \text{jumlah inti setelah peluruhan}$$

$$t = \text{waktu peluruhan}$$

$$t_{1/2} = \text{waktu paroh.}$$

Reaksi peluruhan:



Syarat kekekalan tenaga (dalam kengka rehat inti induk)

$$M_p C^2 = M_d C^2 + m_\alpha C^2 + K_\alpha + K_d \quad (3 - 2)$$

keterangan :

K_α = energi kinetik α

K_d = energi kinetik hasil peluruhan

Kekekalan momentum:

$$\vec{p}_\alpha + \vec{p}_d = \vec{p}_p = 0, \quad \vec{p}_d = -\vec{p}_\alpha$$

Q reaksi didefinisikan sebagai tenaga kinetik total output

$$Q = K_\alpha + K_d = (M_p - M_d - m_\alpha) C^2 \quad (\text{dlm MeV})$$

$$K_\alpha = 1/2 \vec{p}_\alpha^2 / m_\alpha$$

$$K_d = 1/2 \vec{p}_d^2 / M_d$$

Agar peluruhan spontan dapat terjadi : $Q > 0$, sehingga

$$K\alpha = \frac{Q}{(1 + m\alpha/md)} \quad (3 - 3)$$

$$M_P C^2 > M_d C^2 + m\alpha C^2 \text{ atau } M_P > M_d + m\alpha$$

Q = tenaga kinetik total output

$K\alpha$ = tenaga kinetik α

$m\alpha$ = massa α

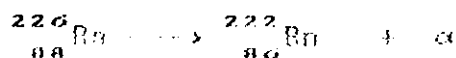
m_d = massa partikel anak

M_P = massa partikel induk

Umumnya inti-inti berat yang berpeluang besar untuk decay $-\alpha$.



($4n + 2$) \longrightarrow deret uranium

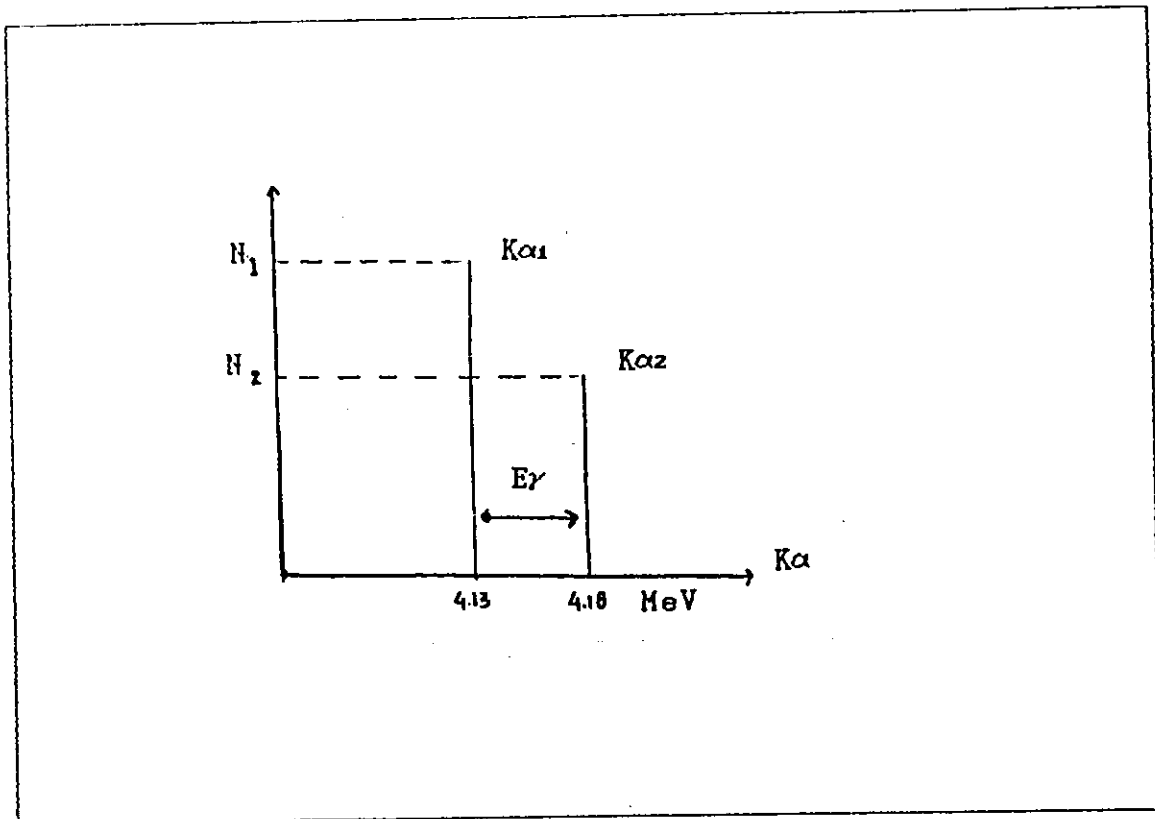


($4n + 2$)

Deret lain : ${}_{93}^{237}\text{Np}$ ($4n + 1$) ; ${}_{90}^{232}\text{Th}$ ($4n$) ; ${}_{89}^{227}\text{Ac}$ ($4n+3$)

B. SPEKTRUM ENERGI PARTIKEL α

Spektrum partikel α merupakan spektrum diskret karena α dipancarkan sendirian atau diikuti γ .



Gambar 3.1. Spektrum zarah α teremis.

Gambar di atas adalah spektrum α dari inti ${}_{92}^{238}\text{U}$ yang bersifat diskret terdiri dari 2 group berenergi kinetik $K\alpha_1$ dan $K\alpha_2$ dengan

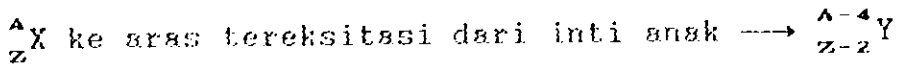
$$K\alpha_2 = Q / (1 + m_\alpha / M_\alpha)$$

$$> K\alpha_1$$

dimana, $K\alpha_1$ = tenaga kinetik partikel α pertama

$K\alpha_2$ = tenaga kinetik partikel α kedua

α dipancarkan dari ${}^A_Z\text{X}$ ke tingkatan dasar inti ${}^{A-4}_{Z-2}\text{Y}$ (cabang (α)) (lihat gambar ...), sedang bila α diikuti pancaran $\gamma \longrightarrow \alpha$, maka transisi terjadi antara aras



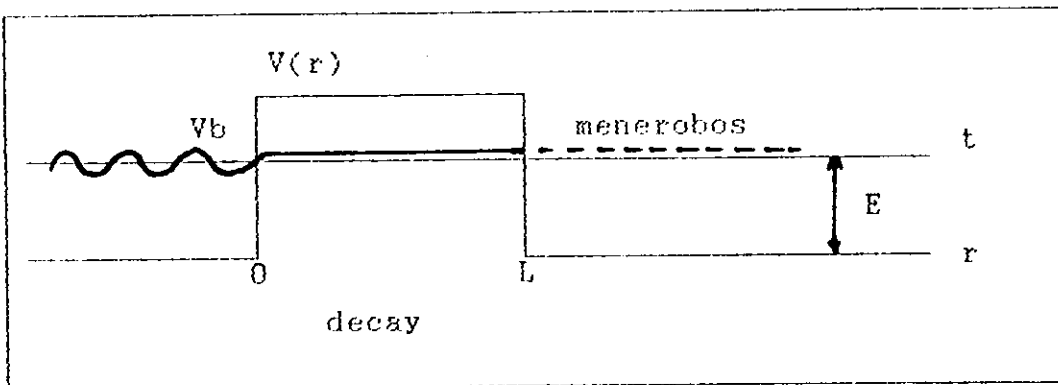
$$K_{\alpha 2} = K_{\alpha 1} + E_{\gamma} \quad (3 - 4)$$

dimana, E_{γ} = energi pancaran γ

Umur rerata pererasan dengan pancaran $\alpha 2 \longrightarrow \tau_2$ tidak sama dengan umur rerata pererasan dengan pancaran $\alpha 1 \longrightarrow \tau_1$.

C. TEORI KUANTUM PELURUHAN α

Menurut teori klasik, suatu partikel tak mungkin melewati daerah dengan tenaga potensial V lebih tinggi dari tenaga totalnya ($E = K + V$) karena $K = p^2/2m$ akan kecil 0 untuk $V > E$ ini $\longrightarrow p$ akan imajiner. Tetapi menurut teori kuantum, hal ini mungkin saja terjadi (p imajiner berarti fungsi gelombang $e^{i p x} \longrightarrow e^{-k x}$ - tersusun secara eksponen) melalui efek terobosan (terowongan) asalkan tanggulnya masih berhingga lebar. Misalkan suatu partikel dengan massa m dan tenaga E membentur tanggul (barier/ potensial persegi/dimensi tinggi V_b lebar L ; $E < V_b$



Gambar 3. 2. Partikel menembus tanggul potensial

Menurut mekanika kuantum, peluang partikel menembus tanggul potensial ialah :

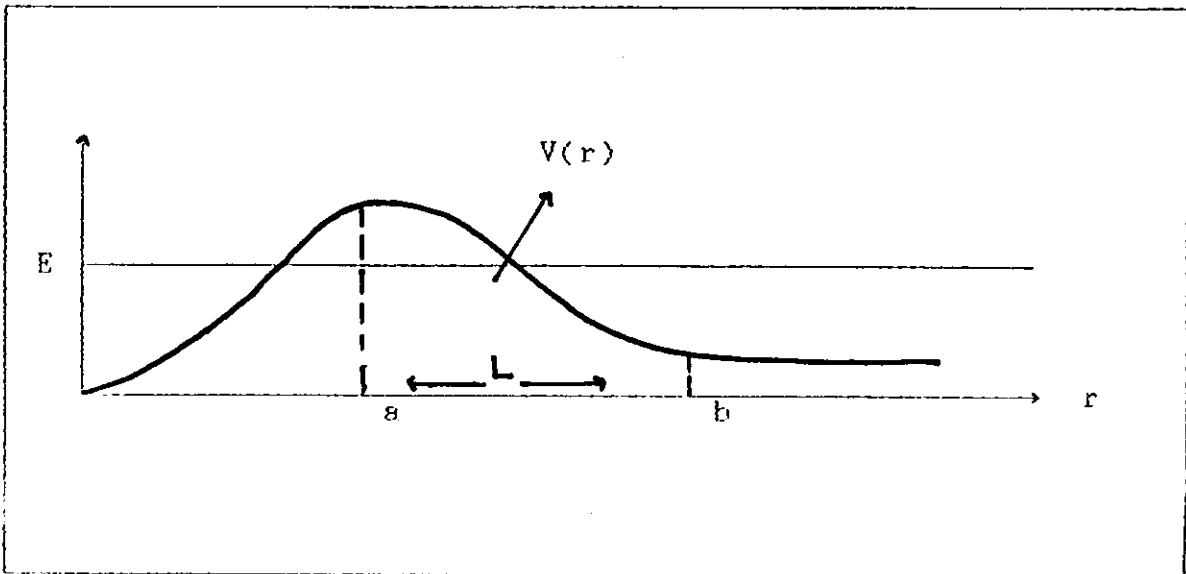
$$P = \left| \frac{t}{i} \right|^2 ; \quad \propto e^{-2KL} \quad (3 - 5)$$

t = amplitudo gelombang yang diteruskan

i = amplitudo gelombang datang

$$K = \frac{1}{\hbar} \sqrt{2m(Vb - E)} \quad (3 - 6)$$

Untuk tanggul bukan kotak, tetapi fungsi r yang terletak antara $r = a$ dan $r = b$



Gambar 3. 3. Tanggul potensial bukan kotak sebagai fungsi r .

$$\begin{aligned} \text{maka : } P &= P_1 P_2 \dots P_N = e^{-2K_1 L} e^{-2K_2 L} \dots e^{-2K_N L} \\ &= e^{-\gamma} \text{ dengan} \end{aligned}$$

$$\gamma = \frac{2}{h} \int_a^b \sqrt{2m [V(r) - E]} dr \quad (3 - 7)$$

Perhitungan : $I = \int_a^b \sqrt{2m [V(r) - E]} dr ;$

$$\gamma = \frac{2}{h} I \quad (3 - 8)$$

pada $r = b = s \longrightarrow E = V(r) = V(s) = \frac{2 Ze^2}{s}$

$$I = 2 \sqrt{m e^2 Z} \int_R^s \left(\frac{1}{r} - \frac{1}{s} \right)^{1/2} dr$$

yang dapat dihitung dengan substitusi variabel pengintegralan baru U ; $\sec^2 U = \frac{s}{r} \longrightarrow r = s/\sec^2 U$

$$r = s \cos^2 U$$

turunan dari persamaan di atas adalah:

$$dr = - 2s \cos U \sin U du$$

$$\left(\frac{1}{r} - \frac{1}{s} \right)^{1/2} = \sqrt{\frac{1}{s}} (\sec^2 U - 1)^{1/2}$$

$$\sqrt{\frac{1}{s}} \operatorname{tg} U$$

Untuk $r = R \longrightarrow \sqrt{\frac{1}{s}} R = \cos U R \longrightarrow UR = \cos^{-1} \left(\frac{R}{s} \right)^{1/2}$

$$r = s \longrightarrow \sqrt{\frac{s}{s}} = 1 = \cos U_s \longrightarrow U_s = 0$$

$$\text{Jadi } I = 2 \sqrt{\frac{m Z e^2}{s \cos^{-1}}} \int_0^0 \lg U (U - 1/2 \sin 2U) dU$$

$$I = 4 \sqrt{\frac{m Z e^2}{s}} \int_{\cos^{-1}(R/s)^{1/2}}^{\cos^{-1}(R/s)^{1/2}} \sin^2 U du$$

$$= 4 \sqrt{\frac{m Z e^2}{s}} \frac{1}{2} \left[U - \frac{1}{2} \sin 2U \right]_{U=0}^{U_s = \cos^{-1}(R/s)^{1/2}}$$

$$\sin U \cos U = \sqrt{(1 - \cos^2 U) \cos^2 U}$$

$$= \sqrt{\left(\frac{R}{s} - \left(\frac{R}{s}\right)^2\right)} \text{ untuk } U = U_s$$

$$I = 2 \sqrt{\frac{m Z e^2}{s}} \left[\cos^{-1} \left(\frac{R}{s}\right)^{1/2} - \left[\left(\frac{R}{s}\right) - \left(\frac{R}{s}\right)^2 \right]^{1/2} \right]$$

$$\text{penggantian } s = b \longrightarrow r = \frac{Z}{h} I$$

$$= 2 \left[\frac{4 m Z e^2 b}{h^2} \right]^{1/2} \left[\cos^{-1} \left(\frac{R}{b}\right)^{1/2} - \left[\left(\frac{R}{b}\right) - \left(\frac{R}{b}\right)^2 \right]^{1/2} \right] \quad (3 - 9)$$

Untuk energi E rendah atau $b \gg \longrightarrow \frac{R}{b} \ll 1$ sehingga

$$\cos^{-1} \left(\frac{R}{b}\right)^{1/2} = \frac{\pi}{2} - \sin^{-1} \left(\frac{R}{b}\right)^{1/2}$$

$$\approx \frac{\pi}{2} - \left(\frac{R}{b}\right)^{1/2}$$

$$r \approx \frac{2}{h} \sqrt{m Z e^2 b} \left[\frac{\pi}{2} - \left(\frac{R}{b}\right)^{1/2} - \left(\frac{R}{b}\right)^{1/2} \right]$$

$$\approx \frac{2}{h} \frac{\pi}{2} \sqrt{m^2 Z e^2 b} - \frac{4}{h} \sqrt{m Z e^2 R}$$

$$\approx \frac{\pi}{h} \sqrt{2 m} \frac{Z e^2}{E^{1/2}} - \frac{4 e}{h} \sqrt{m Z R}$$

Jadi : $\ln \lambda = \ln \left[\frac{V_{in}}{2R} e^{-r} \right]$

$$\ln \lambda = \ln \left[\frac{V_{in}}{2R} \right] \quad (3 - 10)$$

persamaan ini berlaku untuk 1 dimensi, sedangkan untuk 3 dimensi :

$$\ln \lambda = \ln \frac{V_{in}}{R} + 3 \frac{e}{h} (m Z R)^{1/2} - \frac{2\pi}{h} e^2 \sqrt{2m Z E^{1/2}}$$

pergantungan λ pada $E^{-1/2}$, karena $\lambda = 1/r = \frac{0,693}{T_{1/2}}$,

(E dalam MeV). Maka :

$$\log_{10} T_{1/2} = \log_{10} 0,693 - \log_{10} \lambda \quad (3 - 11)$$

$$\log_{10} T_{1/2} = \log_{10} 0,693 - \frac{1}{\ln 10} \left[\ln \frac{V_{in}}{R} \right]$$

$$- \frac{3,97}{\ln 10} Z^{1/2} R^{1/2} + \frac{3,95}{\ln 10} Z E^{1/2}$$

harga $\frac{1}{\ln 10} \left[\ln \frac{V_{in}}{R} \right]$ tidak tergantung pada E

$$\log_{10} T_{1/2} = \frac{A}{E^{1/2}} + B \quad (3 - 12)$$

A \longrightarrow fungsi Z

B \longrightarrow fungsi Z dan R

D. TEORI GAMOW, GUNEI DAN CONDOU

Misalkan partikel α telah dibentuk dalam inti terdiri dari 2p dan 2n, maka karena adanya potensial barrier, gerak partikel α tersebut dibatasi. Kebolehjadian partikel α menembus barrier perdetik sama dengan jumlah tumbukan α dengan barrier per detik dikalikan dengan transparansi \longrightarrow faktor/koeffisien transmisi $P \sim e^{-\gamma}$ dengan

$$\gamma = \frac{2}{h} \int_0^b \{ 2m [V(x) - E] \} dx \quad (3 - 13)$$

Maka konstanta decay : $\lambda = 1/\tau \approx \frac{v_{in}}{2R} e^{-\gamma}$
kebolehjadian menerobos perdetik.

v_{in} = kec. partikel α dalam inti;

R = jari-jari inti

m = massa α tereduksi

$$m = \frac{m_{\alpha} M_d}{m_{\alpha} + M_d} \quad (3 - 14)$$

karena $V(r)$ adalah potensial Coulomb, maka :

$$V(r) = \frac{Z Z e^2}{r} = \frac{Z Z e^2}{r}$$

↓
cgs (gauss) → stat Volt
(erg)

(Z adalah nomor atom inti anak)

Diperkirakan nilai $\frac{V_{in}}{Z R} \approx \frac{10^9}{10^{-12}} \approx 10^{-21} \rightarrow \lambda = 1/r$

$$\lambda = 10^{21} e^{-\gamma}$$

dengan :

$$\gamma = 2 \left\{ \frac{4 \pi Z e^2 b}{\hbar} \right\}^{1/2} \left\{ \cos^{-1} \left(\frac{R}{b} \right)^{1/2} - \left(\frac{R}{b} - \frac{R^2}{b^2} \right)^{1/2} \right\}$$

Ternyata nilai τ teoritis ini berbeda dengan eksperimen dengan faktor $\sim 10^3$, dari itu tidak begitu baik untuk menghitung τ , tetapi pengaruh τ terhadap R tidak terlalu peka, maka penentuan τ secara kasar dapat memberikan R yang cukup teliti. Dengan cara inilah Perlman dan Y. Lantis (1950) menentukan jari-jari inti yang menghasilkan $R_0 = 1,48 F$.

Kelemahan-kelemahan teori Gamow

Beberapa kelemahan teori Gamow adalah :

- Kebolehjadian pembentukan partikel α dalam inti tak diperhitungkan setelah diperhitungkan ternyata $\frac{v_{in}}{Z R} \sim 10^{15}$
- Kemungkinan pemancaran partikel α dengan $l = 0$ tidak diperhitungkan. Untuk $l = 0$, disamping potensial

coulomb harus ditambahkan potensial sentrifugal sebesar $V_s = \frac{l(l+1)}{2R}$ (3 - 15)

Perbandingan antara potensial barrier ini adalah :

$$\frac{\text{sentrifugal barrier}}{\text{Coulomb barrier}} \approx 0,002 l(l+1)$$

E. MODEL PARTIKEL α

Inti dianggap terdiri dari partikel α yang bergerak dalam inti satu terhadap yang lainnya

$$V_{\text{coul}} = \frac{2Z e^2}{r} \quad (r > R) \quad (3 - 16)$$

$$F_{\text{coul}} = -\frac{dV}{dr} > 0 \quad \rightarrow \text{total menolak}$$

$$V_{\text{nucl}} = \begin{cases} -V & (r < R) \\ 0 & (r > R) \end{cases} \quad \text{squar well}$$

$$F_{\text{nucl}} = -\frac{dV}{dr} < 0 \quad \rightarrow \text{tarik menarik}$$

squar well \rightarrow diganti dengan potensial asc.

harmonis :

$$-V_0 + 1/2 k r^2 \quad (r < R).$$

Selain itu gerakan α dapat dilukiskan oleh gerak gelombang dengan λ (panjang gelombang dari De Broglie):

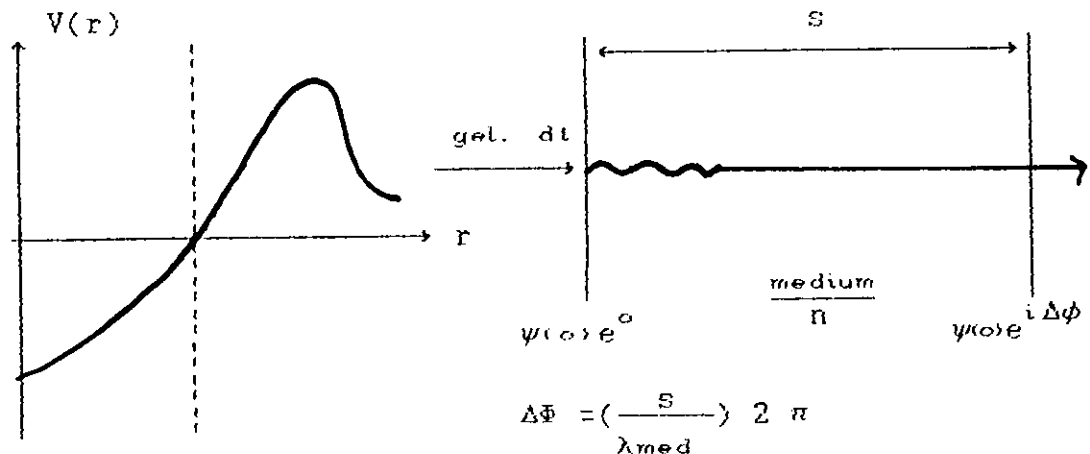
$$\lambda = \frac{h}{p} \quad (3 - 17)$$

keterangan :

λ = panjang gelombang de Broglie

h = konstanta Planck

p = momentum partikel



$$V < 0 \quad V > 0$$

$$T > 0 \quad T < 0$$

$$E = T + V \quad E = T + V$$

$$T = E - V \quad E < V, T < 0$$

$$E > V \rightarrow T > 0$$

$$E < V \rightarrow T < 0$$

$$\Delta\Phi = \left(\frac{S}{\lambda_{med}}\right) 2\pi$$

$$\lambda_{med} = \frac{\lambda_{hampa}}{n}$$

$$2\pi/\lambda_{med} = k_{med}$$

indeks bias n erat hubungannya dengan panjang gelombang (λ) dan tenaga.

$$n = \text{konstant} \rightarrow \psi(s) = \psi(0) e^{ik_{med} s}$$

(n) \rightarrow berhubungan dengan $V(r)$ yang konstan.

$$\text{Bila } n \text{ konstan} \rightarrow p = h k$$

$$\text{De Broglie} \rightarrow k = p/h$$

$$\psi(s) = \psi(0) e^{i \int_0^s k(r) dr} \quad (3 - 18)$$

kenyataan $V(r)$ tak konstan $\rightarrow n$ juga tak konstan \rightarrow

k s diganti dengan $\int_0^s k(r) dr$

$$\text{atau : } \psi(s) = \psi(0) e^{i/\hbar \int_0^s p(r) dr} \quad (3 - 19)$$

Gamow mengambil

$$E_{\text{tot}} = \frac{p^2}{2m} + V(r)$$

$$p^2 = 2m(E - V)$$

$$p = \sqrt{2m(E - V)}$$

Bila $E < V \longrightarrow p$ imajiner (redaman)

$E > V \longrightarrow p$ riil (gelombang)

$$\psi(s) = \psi(0) e^{-\frac{1}{\hbar} \int_0^s \sqrt{2m(V-E)} dr} \quad (3 - 20)$$

$$\left| \psi(s) \right|^2 = \left| \psi(0) \right|^2 e^{-\frac{2}{\hbar} \int_0^s \sqrt{2m(V-E)} dr}$$

↓	↓	↓
λ	$\frac{v_{in}}{2R}$	kebolehjadian menerobos per tumbukan
↓	tumbukan perdetik	
l=0		

Untuk persamaan di atas massanya merupakan massa tereksitasi

$$m = \frac{m\alpha M_{\text{anak}}}{M\alpha + M_{\text{anak}}}$$

$$\lambda = \frac{v_{in}}{2R} e^{-2i} \quad (3 - 21)$$

Bila $l = 0$, maka $V_{\text{tot}} = V_{\text{nuc}} + V_{\text{centrifugal}} \left(\approx \frac{l^2}{2m R} \right)$
 (penyelesaiannya lebih kompleks)

Cara Gamow hanya berlaku dengan pengandaian bahwa α terpancar tanpa momentum sudut orbit ($l = 0$) dan keluar dari inti ke segala arah secara radial.

BAB IV

AKSELERATOR

Pesawat akselerator yang pertama kali dibuat bertenaga 100 sampai dengan 200 KeV, untuk menghasilkan sinar X. Dalam usaha untuk membuat akselerator dengan tenaga cukup besar, pada tahun 1932 Cocroft dan Walton berhasil menciptakan akselerator 400 KeV. Sesudah itu perkembangan tipe dan tenaga akselerator berkembang pesat.

Berdasarkan prinsip kerjanya, maka akselerator dapat digolongkan sebagai berikut:

1. Akselerator tegangan tinggi
2. Akselerator tegangan rendah
3. Akselerator linier
4. Akselerator orbit

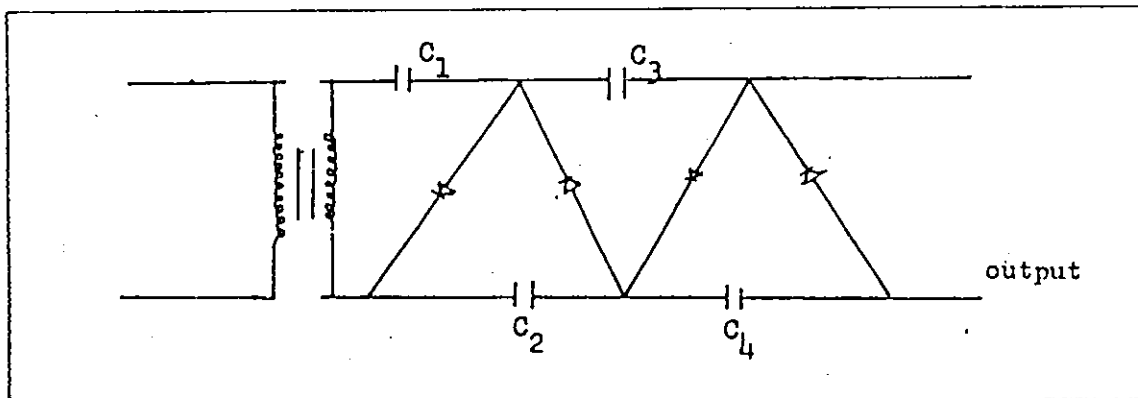
A. AKSELERATOR TEGANGAN TINGGI

Pada akselerator tegangan tinggi partikel bermuatan dipercepat melalui beda tegangan V sehingga memperoleh tenaga eV , dimana e adalah muatan partikel. Beberapa jenis akselerator tegangan tinggi diberikandi bawah ini

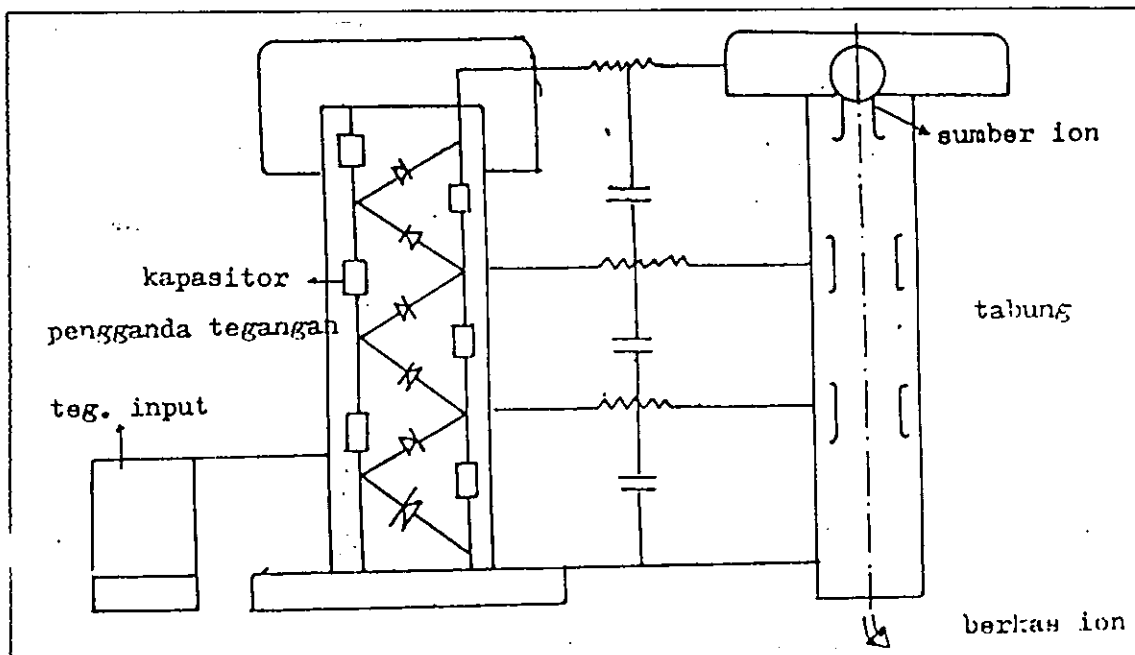
1. Akselerator Cockroft-Walton

Pada akselerator Cockroft-Walton ion-ion dalam tabung yang berasal dari sumber ion dipercepat oleh suatu unit pengganda tegangan (voltage multiplier). Sebagai pengganda tegangan ialah suatu untai yang terdiri

dari beberapa kapasitor dan dioda yang dihubungkan secara seri. Untuk sumber daya (input voltage) digunakan generator pulsa : low voltage multivibrator. Gambar untai voltage multiplier dan skema generator Cockroft-Walton dapat dilihat pada gambar 4.1. dan gambar 4.2 berikut:



Gambar 4.1 Untai Pengganda tegangan



Gambar 4.2 Skema Generator Cockroft - Walton

Untuk n tingkat atau $2n$ kapasitor, besarnya tegangan maksimum yang dapat dicapai adalah:

$$V_{\max} = n.E - \Delta V \quad (4 - 1)$$

$$\Delta V = \frac{i}{12} f C \left(n^3 + \frac{9}{4} n^2 + 0,5 n \right) \quad (4 - 2)$$

keterangan :

E = Tegangan puncak yang diberikan pada input voltage multiplier (tegangan output generator pulsa

i = arus yang mengalir pada beban

f = frekuensi generator pulsa

n = banyaknya tingkat (stage),

1 stage = 1 penyearah

Untuk mencapai V_{\max} diperlukan n_{\max} yaitu :

$$\frac{d V_{\max}}{d n} = 0 \quad (4 - 3)$$

yang kemudian diperoleh :

$$n_{\max} = E f C / i \quad (4 - 4)$$

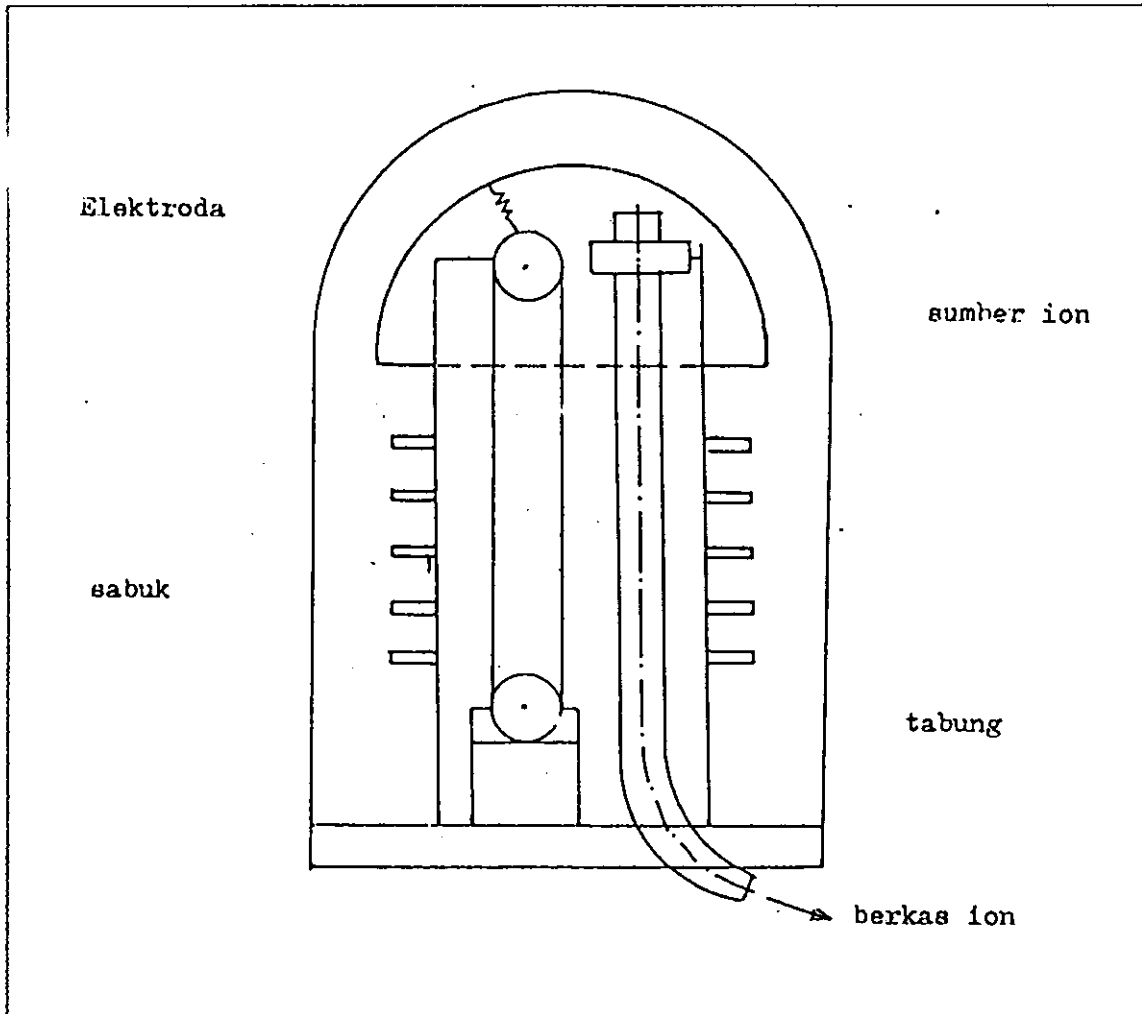
Jadi tegangan keluaran akan lebih besar bila harga fC makin besar. Karena untuk C besar akan menjadikan dimensi kapasitor besar, maka lebih menguntungkan jika dibuat frekuensi cukup tinggi.

Generator Cockroft - Walton ini dapat menghasilkan tegangan di atas 400 KV. DC, dengan arus 10 mA pada 1 atmosfer

2. Akselerator Van - De Graff

Pada akselerator van De Graff digunakan generator Van De Graff, yang termasuk tegangan elektrostatik, yang pembangkitan tegangannya melalui pemberian / penyimpanan muatan listrik pada suatu elektroda, dilakukan dengan sabuk berputar yang telah termuati oleh sistem penyemprot muatan. Sebagai penarik muatan pada sabuk digunakan sumber tegangan yang besarnya beberapa puluh ribu volt yang ditempatkan dekat pemercik muatan. Sabuk digerakkan oleh motor dan muatan terangkut untuk disimpan dalam elektroda. Tegangan elektroda akan naik terus menerus hingga batas tegangan maksimum yang dibatasi oleh tegangan dadal (break down voltage). Tegangan maksimum akan dapat lebih tinggi bila generator di dalam tangki yang diisi got tahan lucutan, misalnya gas nitrogen, BF_6 . Di dalam elektroda terdapat sumber ion yang memperoleh tenaga dari suatu dinamo yang digerakkan oleh motor. Ion-ion dipercepat dalam suatu tabung hampa sepanjang tabung dibangun bidang-bidang ekvipotensial untuk membangun medan listrik homogen, sehingga berkas zarah dapat diarahkan pada sasaran.

Konstruksi generator Van-De Graf dapat dilihat pada gambar 4.3. berikut ini :



Gambar 4.3 Generator Van-de Graff

Pada akselerator Van De Graff berkas ion mempunyai energi sangat homogen, dan tenaga partikel yang dihasilkan sangat tinggi, maka generator ini mempunyai ketepatan yang tinggi untuk pengukuran tingkat-tingkat tenaga inti, dan penting untuk penelitian dalam bidang fisika inti. Bila digunakan untuk mempercepat elektron, akselerator ini dapat

dipakai untuk menghasilkan sinar X dan dapat pula digunakan untuk iradiasi elektron.

B. AKSELERATOR TEGANGAN RENDAH

Akselerator tegangan rendah mempunyai tenaga 10 hingga 500 KeV, digunakan untuk mempercepat partikel bermuatan, ion-ion maupun elektron. beberapa jenis akselerator tegangan rendah yang banyak digunakan seperti Generator Netron

Pada masa ini generator netron menggunakan tegangan 100 sampai 400 KV dengan arus 1 sampai 30 mA. Adapun prinsip kerja dari generator netron adalah sebagai berikut :

Gas deuterium dialirkan ke dalam sumber ion untuk dionisasi Ion yang timbul akan ditolak oleh medan listrik dan diarahkan ke dalam tabung akselerator yang hampa. Ion-ion dipercepat dan diarahkan ke sasaran untuk menghasilkan neutron bertenaga tinggi.

Generator netron biasanya menggunakan sumber ion tipe Radio Frekuensi (RF) atau penning. Keuntungan RF adalah besarnya monoatomic ratio, sedangkan untuk penning arus yang diperoleh lebih besar. Untuk sumber tegangan tinggi digunakan Cockroft-Walton Generator, sedangkan untuk kehampaan tekanan sampai 10^{-6} mmHg, dapat digunakan pompa difusi atau pompa ion. Bila kevakuman tidak cukup, berkas ion yang dipercepat akan

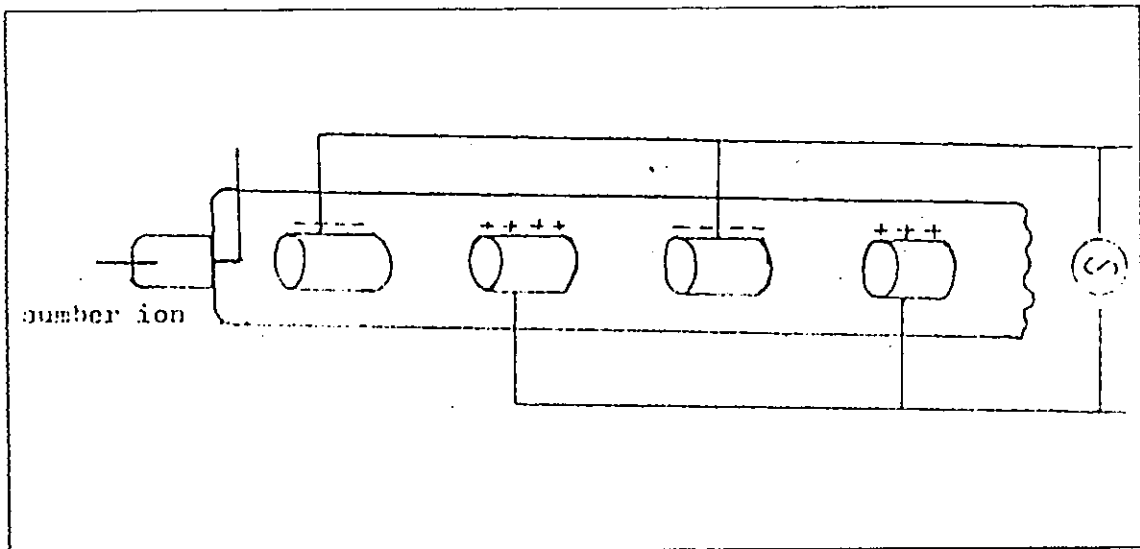
mengalami hamburan.

Produksi neutron ditentukan oleh konstruksi target yang biasanya digunakan target tetap, sedangkan untuk membuat flux neutron yang konstan dalam radiasi yang cukup lama, digunakan rotary target.

C. AKSELERATOR LINIER

Dalam akselerator linier, berkas ion / partikel dipercepat dalam tabung-tabung lurus oleh osilasi medan listrik. Tabung-tabung dirangkai seri dan pada masing-masing tabung diberi tegangan berfrekuensi tinggi sedemikian sehingga potensial setiap tabung berlawanan tanda dengan potensial tabung yang berdekatan.

Partikel akan keluar masuk dari suatu tabung ke tabung lain melalui beda tegangan resonan dengan medan listrik frekuensi tinggi, sehingga partikel akan memperoleh tenaga yang besarnya jauh lebih besar daripada beda tegangan maksimum pada alat. Garis besar arah partikel dan gerakan dalam tabung akselerator linier dapat dilihat pada gambar 4.4 berikut:



Gambar 4.4 : Skema akselerator linier

Bila partikel bergerak pada celah dimana besar tegangan V , maka tenaga partikel saat memasuki tabung akselerator ke $n = n \cdot e \cdot V$, dimana $e =$ muatan partikel.

Besarnya percepatan partikel (v) :

$$v = \sqrt{\frac{2 neV}{M}} \quad (4 - 5)$$

$M =$ masa partikel

Panjang / jarak pemisah antara dua celah pemercepat

(L) = jarak yang dilewati partikel selama 0,5 cycle.

$$L = 0,5 v / f$$

$f =$ frekuensi

D. AKSELERATOR ORBIT

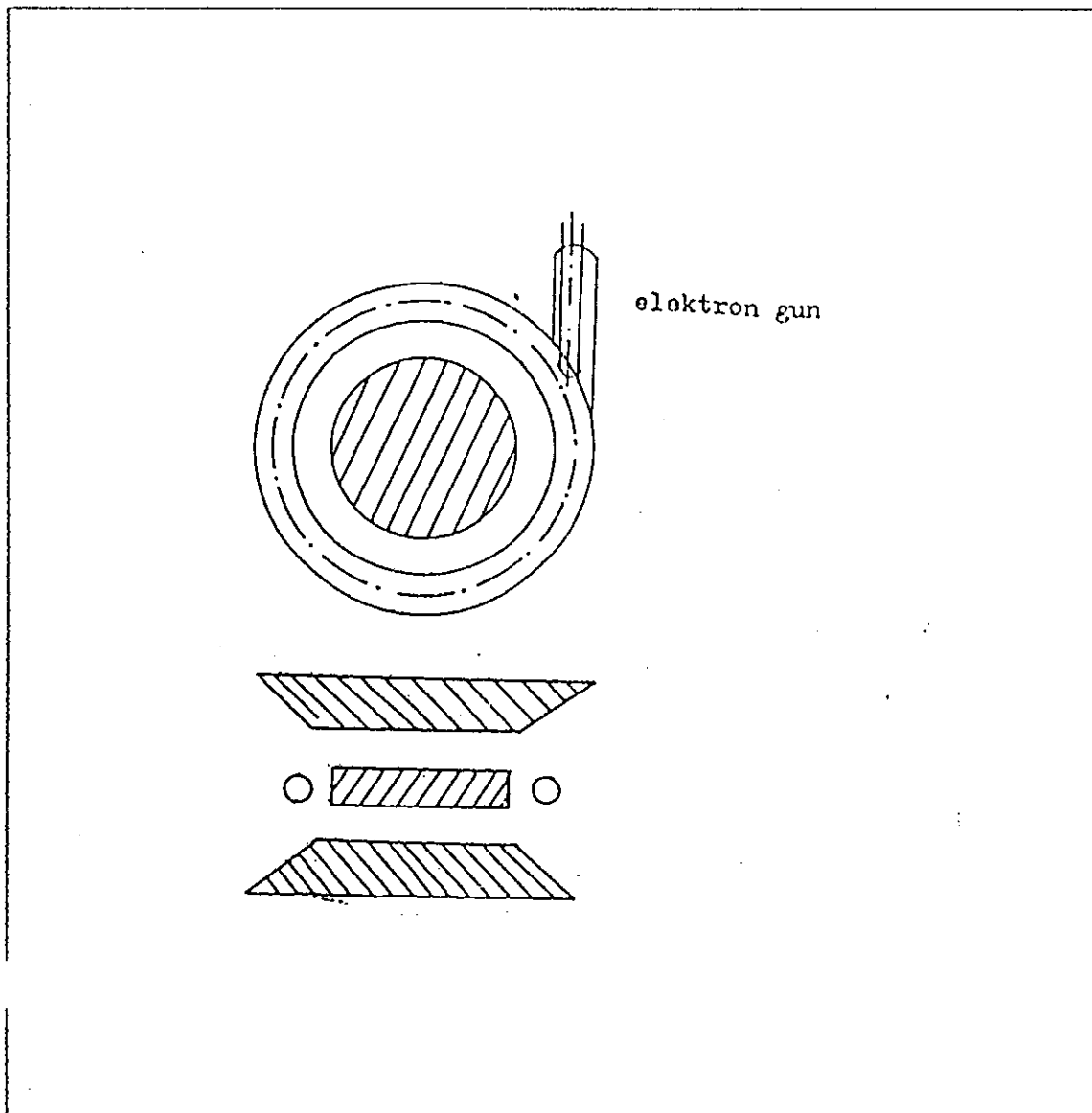
Jenis akselerator Orbit ada beberapa macam, antara lain:

- Betatron
- Siklotron Standar
- Sinkro Siklotron
- Sinkrotron elektron
- Sinkrotron Proton

1. Betatron

Betatron adalah alat untuk mempercepat elektron yang dapat digunakan untuk menghasilkan sinar rontgen, sinar gamma, atau untuk eksperimen hamburan elektron. Prinsip betatron telah diajukan oleh Wideroe dalam tahun 1928, tetapi baru pada tahun 1941 oleh D.W. Kerst prinsip ini digunakan, yaitu untuk mempercepat elektron sampai kecepatan besar, dengan massa yang berlipat.

Pada alat ini digunakan medan magnet berubah-ubah sehingga medan listrik induksi akan mempercepat partikel dan bergerak melingkar menurut orbit dengan jari-jari konstan. Pada gambar 4.5 berikut digambarkan bagan betatron



Gambar 4.5 : Betatron

Betatron terdiri atas pita berbentuk lingkaran, yang ditempatkan diantara kutub elektromagnet. Elektron-elektron keluar dari satu elektron gun dan menjalani lintasan berupa lingkaran dengan jari-jari orbit tetap, memenuhi persamaan:

$$B = \frac{m v}{e r} = \frac{(T^2 + 2 T W_0)^{1/2}}{c e} \quad (4 - 6)$$

keterangan

T = tenaga kinetik

$$W_0 = m_0 c^2$$

m_0 = massa diam

e = muatan partikel

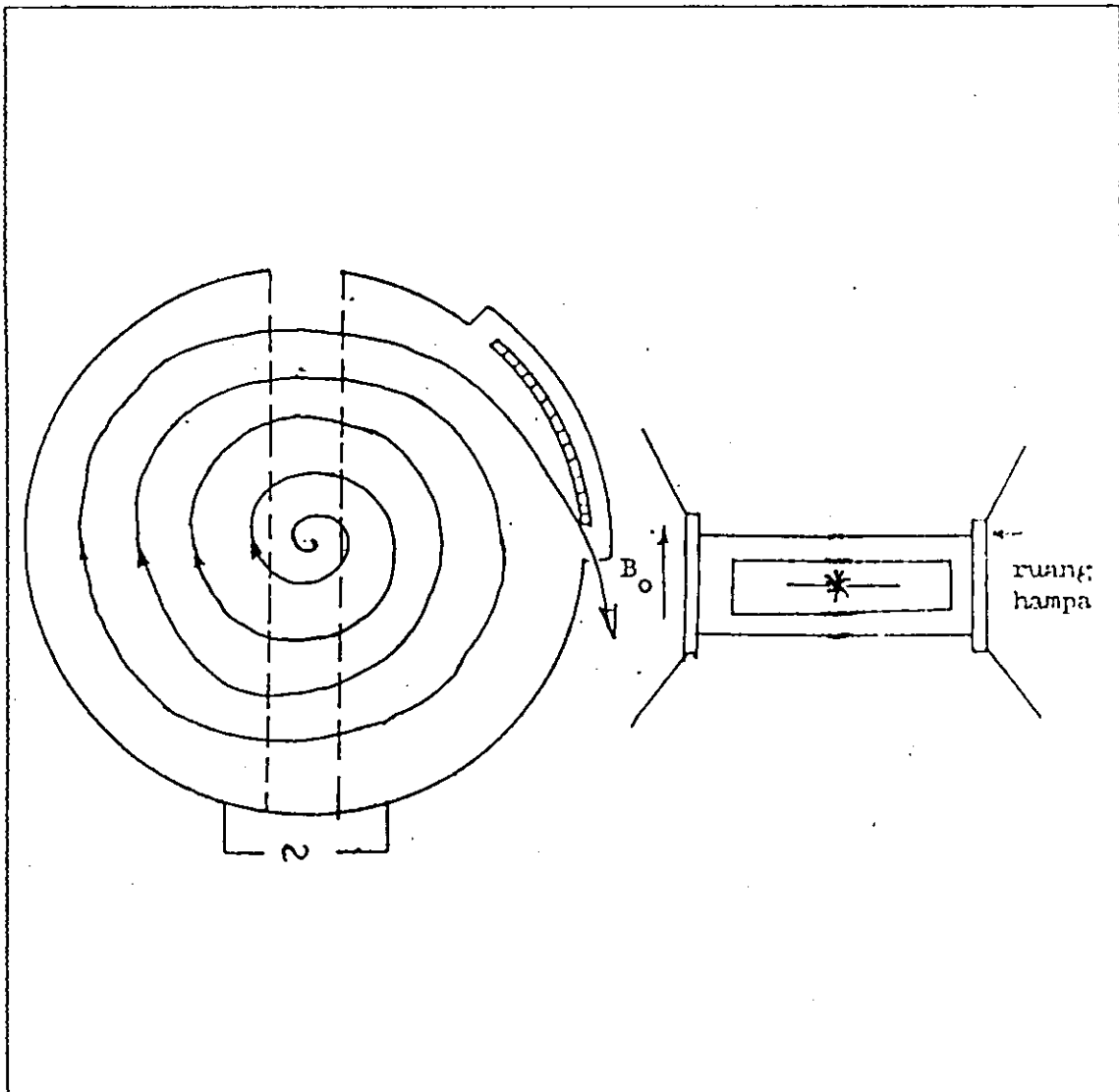
c = kecepatan cahaya

r = jari-jari orbit

Untuk mencapai hal ini pada kutub magnet ditempatkan besi lunak untuk memperbesar medan-medan magnet oleh permeabilitasnya yang besar. Dalam Betatron ini diperlukan kestabilan dari orbit dan pemfokus muatan. Dewasa ini sudah mampu dibuat Betatron dengan tenaga 10^9 eV, dan dapat mempercepat elektron atau menghasilkan sinar rontgen dengan tenaga 50 MeV.

2. Siklotron

Siklotron ditemukan oleh Lawrence tahun 1932, merupakan alat untuk mempercepat ion-ion berat seperti proton, deuteron dan butir α yang digunakan untuk reaksi inti. Ion-ion dilepas dari sumber ion dan dipercepat oleh pulsa dengan prinsip resonansi magnet. Gambar 4.6 menunjukkan skema dari siklotron



gambar 4.6 Skema Siklotron

Diantara dua kutub elektromagnet ditempatkan dua elektroda yang disebut duant. Duant ini berbentuk huruf D, yaitu suatu kotak tipis bentuk setengah torak, tekanan 10^{-5} hingga 10^{-6} Torr. Pada elektroda ini tegangan bolak-balik berfrekuensi tinggi dengan waktu $1/2$ perioda, sama dengan waktu gerak ion untuk melintasi satu elektroda yaitu :

$$T = \frac{M c}{Z e H} \quad (4 - 7)$$

keterangan

H = kuat medan magnet

c = kecepatan cahaya

T = Perioda

M = massa

Ion yang bergerak spiral memperoleh tenaga kinetis tambahan setiap kali ketika masuk dari salah satu kedua dunt. Tenaga maksimum percepatan tidak tergantung pada elektroda, akan tetapi akan tergantung pada kuat medan magnet dan besar diameter daerah antara kutub magnet.

Siklotron pertama buatan Laurence di Berkley, daerah di antara kutubnya mempunyai diameter sekitar 63 mm dan dapat mempercepat proton hingga 80 keV. Siklotron yang dirancang kemudian mempunyai ukuran 229, 280, 685, 940, 1520, 1825 mm, yang terakhir ini dapat mempercepat proton hingga 10 MeV, deuteron 20 MeV, partikel α hingga 40 MeV. Untuk mempercepat partikel tenaga yang lebih besar, menemui kesukaran oleh karena adanya kenaikan massa yang disebabkan percepatan relativitas.

Siklotron yang berprinsip dengan perubahan

frekuensi disebut sinklosiklotron, dapat mencapai tenaga hingga 600 MeV. Bila frekuensi konstan dan medan magnet berubah disebut sinkrotron.

MILIK UTANG PERPUSTAKAAN
DIPADANG

BAB V

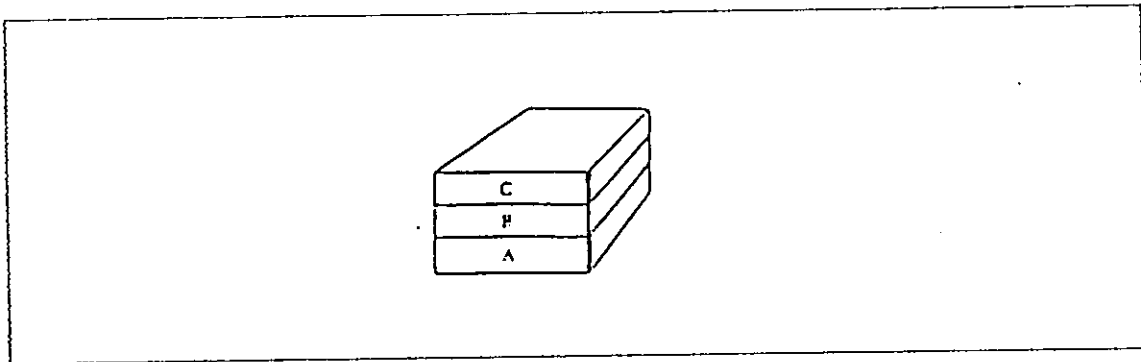
PENGGUNAAN INTI RADIOAKTIF

A. PENENTUAN UMUR BATUAN

Penentuan umur batuan baik secara relatif maupun absolut merupakan salah satu unsur pokok untuk dapat menginterpretasikan sejarah geologi suatu daerah. Ada bermacam-macam cara untuk menentukan umur batuan, Glen (1986) membedakan metode penentuan umur batuan sebagai berikut :

1. Hukum Superposisi

Konsep ini dikemukakan pertama kali oleh Nicolaus Steno pada tahun 1689. Metode ini terbatas untuk batuan sedimen yang belum mengalami pembalikan atau pergeseran akibat pergerakan kerak bumi. Hukum ini menyatakan bahwa batuan yang terletak di atas relatif berumur lebih muda dari pada batuan yang terletak di bawahnya. Hal ini dapat ditunjukkan pada gambar 5.1 di bawah ini.

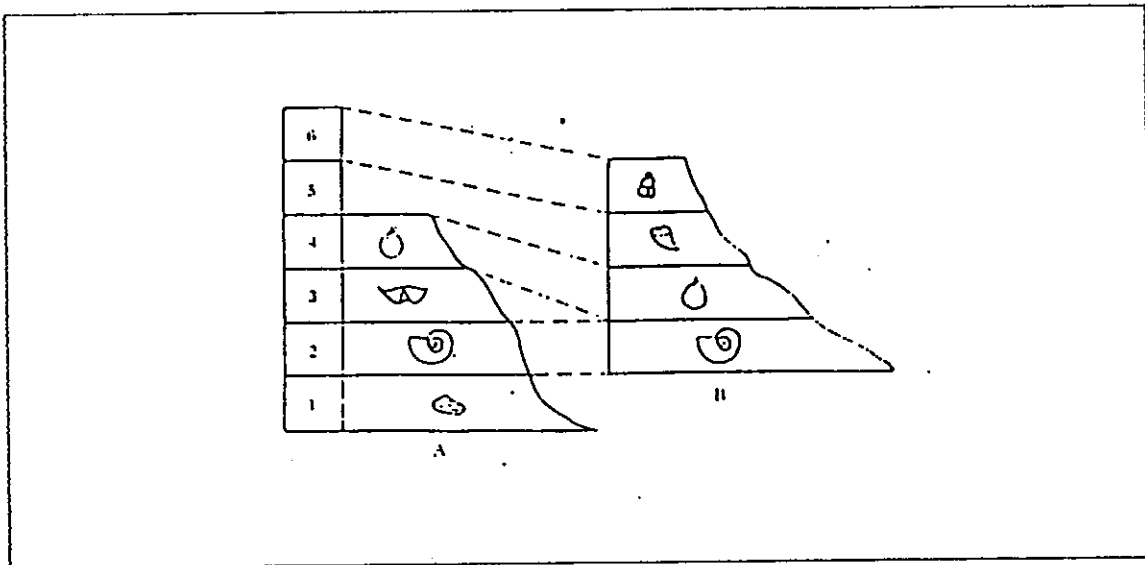


Gambar 5.1.: Hukum Superposisi

Gambar 5. 1. menunjukkan bahwa lapisan batuan A lebih tua dari pada lapisan batuan B dan batuan B lebih tua dari pada lapisan batuan C.

2. Metode Fosil

Metode ini pertama kali dikemukakan oleh William Smith pada akhir abad ke-18. Pada metode ini umur batuan ditentukan atas dasar kandungan fosilnya. Batuan-batuan yang memiliki kandungan fosil sejenis terbentuk pada waktu yang bersamaan. Metode ini mirip dengan prinsip pergantian fauna (Principle of Faunal Succesion) Yang dikemukakan George Cuvier dan Alexander Brongniart. Dalam prinsip pergantian fauna ini dikemukakan bahwa setiap jaman diwakili oleh jenis fosil tertentu dalam suatu urutan-urutan perlapisan batuan sedimen. Gambar 5.2 menunjukkan penentuan umur relatif batuan sedimen dengan metoda fosil.



Gambar 5. 2. Penentuan Umur Relatif Batuan Sedimen Dengan Metode Fossil.

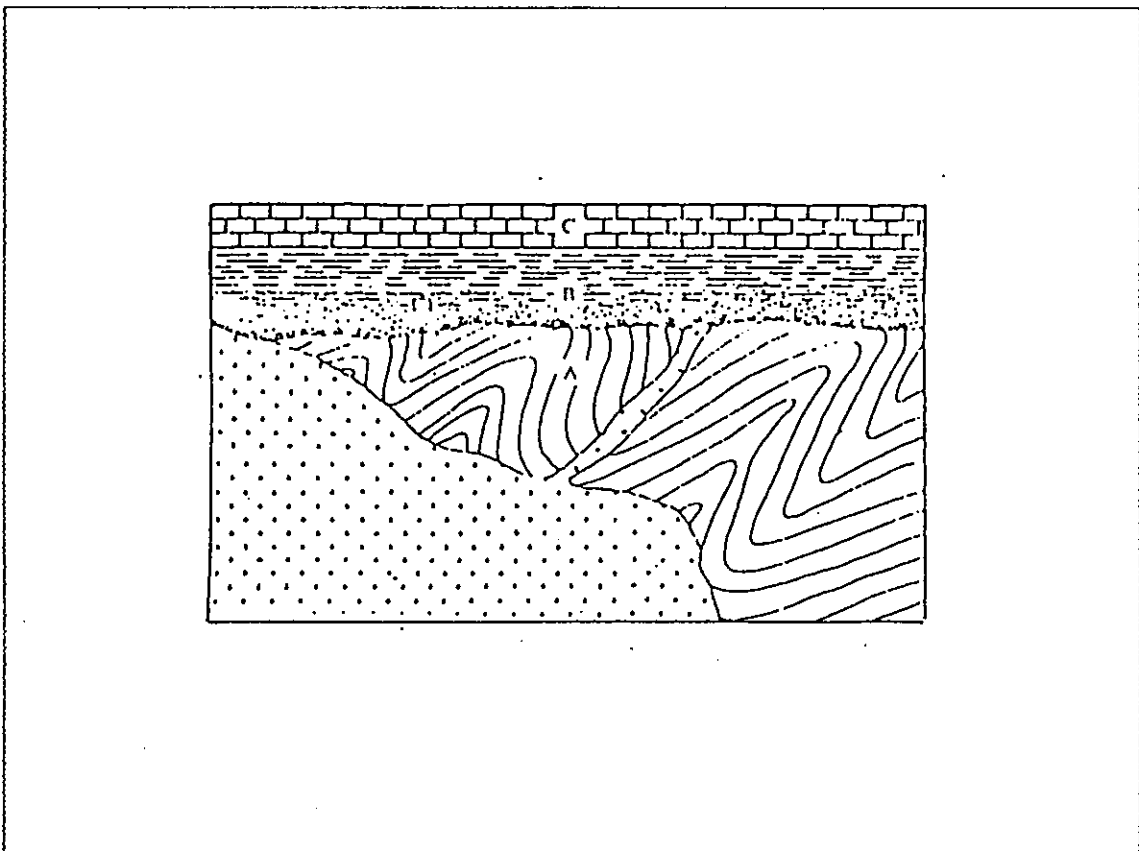
Pada gambar 5. 2. lapisan batuan kedua pada daerah A dan lapisan batuan pertama pada daerah B memiliki kandungan fosil sejenis. Hal ini menunjukkan bahwa kedua batuan tersebut memiliki umur pembentukan yang sama. Kasus yang sama dengan kejadian di atas juga terdapat pada lapisan batuan keempat pada daerah A dan lapisan batuan kedua pada daerah B.

3. Prinsip Hubungan Saling Memotong

Prinsip hubungan saling memotong ini bisa diterapkan pada batuan beku yang mengintrusi batuan sekitarnya. Prinsip ini juga dapat diterapkan pada bidang ketidak-selarasan yang memotong batuan atau

perlapisan batuan. Batuan beku yang mengintrusi (memotong) batuan di sekitarnya berumur lebih muda dari pada batuan yang diintrusi (terpotong). Hubungan saling memotong ini dapat digunakan untuk keperluan korelasi pada jarak yang tidak terlalu jauh.

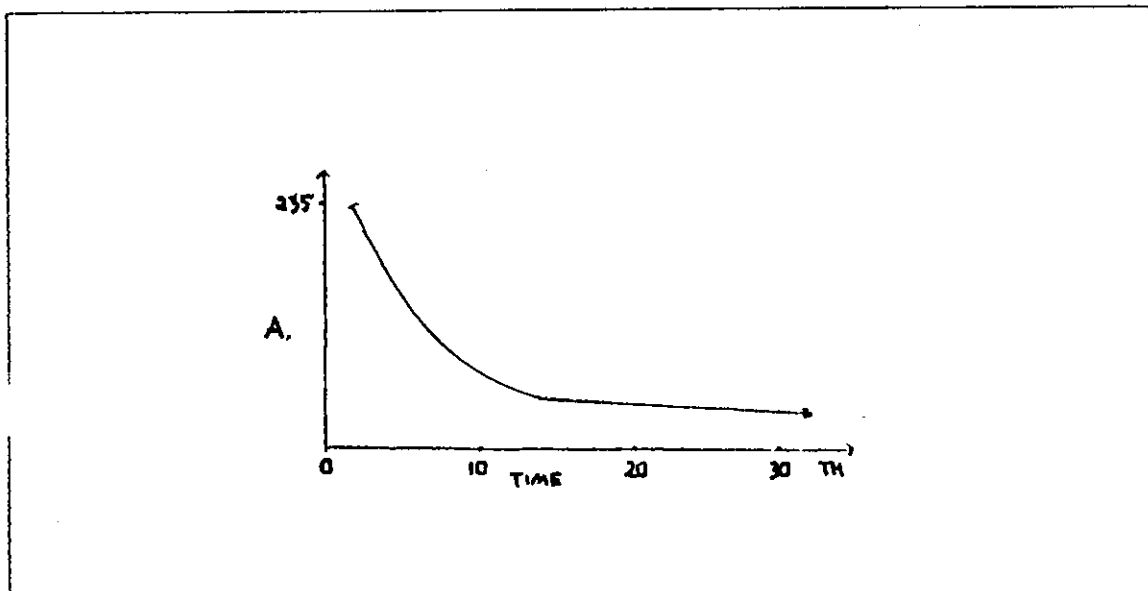
Contoh hubungan saling memotong pada beberapa batuan untuk penentuan umur batuan dapat dilihat pada gambar 5. 3.



Gambar 5. 3. Gambaran Hubungan Saling Memotong, Formasi B lebih Muda Daripada Granit, Formasi A lebih tua daripada Instrusi Granit.

4. Metode Radiometri

Pennggunaan metode radiometri untuk keperluan pe- nentuan umur batuan didasarkan atas perbandingan antara jumlah atom induk awal (original parent atom) dengan jumlah atom anak (daughter atom) yang merupakan hasil peluruhan atom induk secara alamiah. Pada peluruhan yang demikian atom induk berubah menjadi bentuk yang memiliki energi lebih rendah. Jika diketahui perbandingan jumlah atom induk dan atom anak, maka umur batuan yang mengandung atom-atom tersebut dapat ditentukan. Konsentrasi atom induk dan atom anak terhadap waktu dapat digambarkan sebagai berikut.



Gambar 5. 4. Hubungan Antara Peluruhan Atom Induk dan Atom Anak Serta Waktu. Jumlah Atom Induk Makin Lama Semakin Kecil, Sebaliknya Atom Anak Makin Lama Semakin Besar dengan Pertambahan Waktu.

B. TINJAUAN RADIOAKTIVITAS

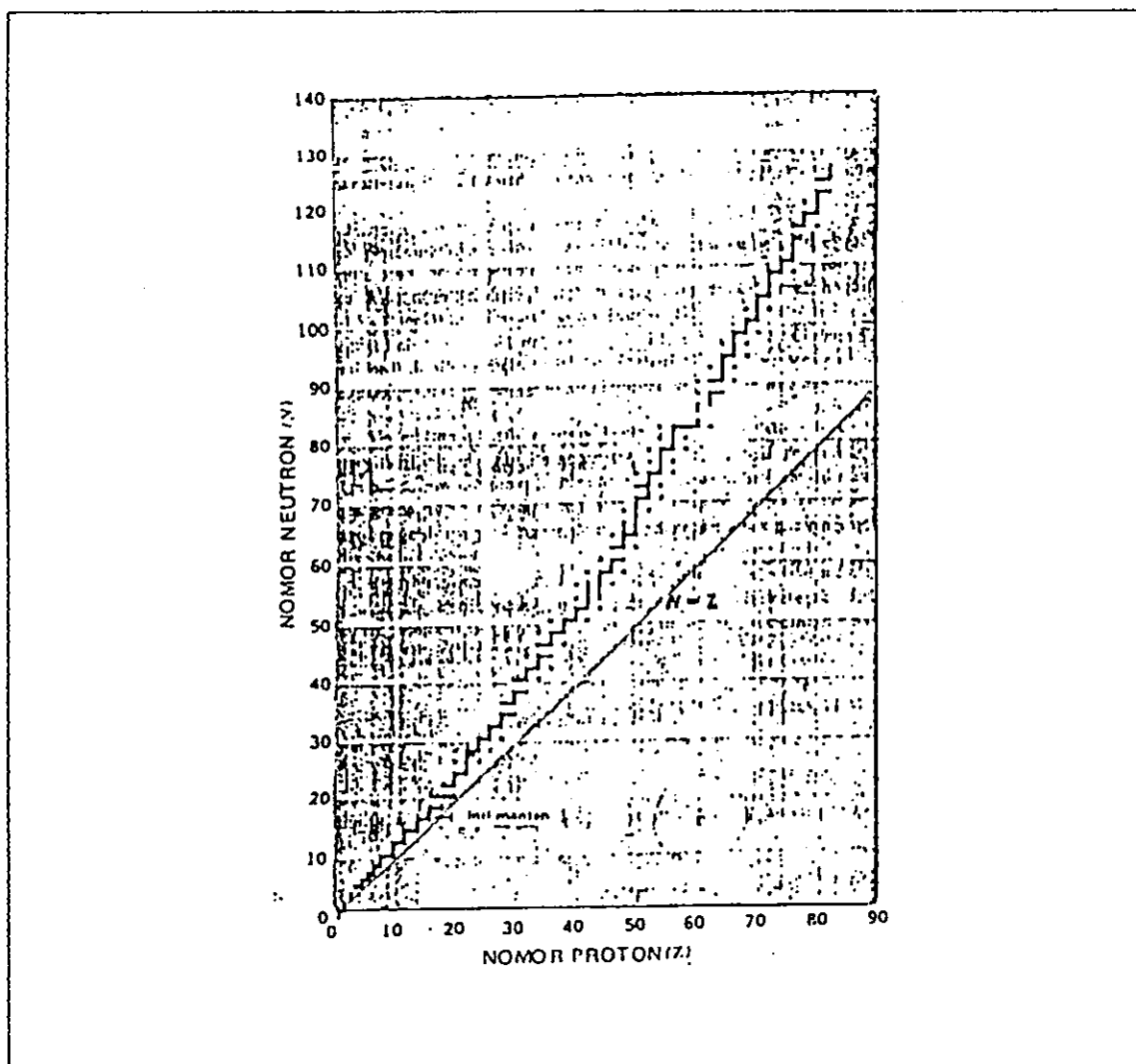
Radioaktivitas adalah proses pancaran sinar radio-aktif dari sumber radioaktif selama peluruhan sinar radio-aktif. Sumber radioaktif ialah atom suatu unsur yang tidak stabil karena interaksi antara partikel-partikel penyusun atom tersebut, yaitu proton yang bermuatan positif, elektron yang bermuatan negatif, dan neutron yang tidak bermuatan, tidak mencapai keseimbangan. Atom tersebut akan berusaha mencapai kondisi yang lebih stabil daripada sebelumnya dengan cara memancarkan sinar-sinar radioaktif.

Pada perkembangan selanjutnya Rutherford, mengemukakan bahwa sinar radioaktif tersebut dapat dibedakan menjadi tiga sinar, yaitu:

1. Sinar Alpha
2. Sinar Beta
3. Sinar Gamma

Sinar alpha dikenal sebagai pancaran inti helium yang bermuatan positif, sinar beta dikenal sebagai pancaran elektron yang bermuatan negatif. Sedangkan sinar gamma merupakan foton yang tidak bermuatan tetapi memiliki energi terbesar dari kedua sinar di atas.

Jumlah neutron yang merupakan partikel tak bermuatan dalam inti atom sedikit sekali berpengaruh terhadap sifat kimia atom. Atom-atom suatu unsur yang memiliki jumlah proton sama dapat saja memiliki jumlah neutron yang berbeda. Hal ini disebut isotop. Kecendrungan atom suatu unsur meluruh menjadi atom unsur yang lain dengan pancaran partikel radioaktif terdapat pada atom-atom yang tidak stabil. Gambar 5.5. menunjukkan atom-atom stabil atas dasar jumlah neutron dan protonnya (atom yang terletak pada pita hitam bersifat stabil). Atom-atom dengan jumlah proton dan neutron yang terletak pada pita kestabilan yang berwarna hitam pada gambar 5. 5. bersifat stabil, sedangkan jumlah proton dan neutron suatu atom yang tidak terletak pada pita tersebut bersifat radioaktif dan akan meluruh menjadi atom yang lebih stabil dengan cara memancarkan sinar-sinar radioaktif.



Gambar 5. 5. Pita Kestabilan Atom-atom. Atom-atom yang Terletak pada Pita Kestabilan Berwarna Hitam Bersifat Stabil.

Dari gambar di atas terlihat bahwa pita kestabilan berhenti pada atom dengan nomor atom 83. Dengan demikian atom-atom yang memiliki nomor atom lebih dari 83 merupakan atom yang tidak stabil. Waktu peluruhan ini khas untuk tiap isotop dari yang hanya beberapa detik sampai jutaan tahun.

C. RADIOAKTIVITAS DALAM GEOLOGI

Radiaktivitas alam telah lama digunakan dalam be-beberapa penyelidikan geologi. Semua batuan di alam memiliki unsur radioaktif dari konsentrasi tinggi sampai konsen-trasi rendah. Dalam penentuan umur batuan, radioaktivitas biasa digunakan, karena peluruhan radioaktif tidak bergantung sifat fisik dan kimia lingkungan tempat unsur radioaktif itu berada.

1. Penerapan Radioaktivitas untuk Penentuan Umur Batuan

Penentuan umur batuan dengan teknik radioisotop seluruhnya didasarkan atas persamaan tingkat peluruh (rate of decay). Persamaan tersebut adalah :

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N \quad (5 - 1)$$

Integral dari persamaan di atas adalah :

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (5 - 2)$$

keterangan

N = Jumlah atom radioaktif yang mengalami peluruh-an dalam waktu t satuan waktu.

N_0 = Jumlah atom radioaktif mula-mula.

t = Waktu yang diperlukan untuk peluruhan atom-atom radioaktif.

e = bilangan natural.

λ = Konstanta peluruhan.

Jika diketahui jumlah atom induk mula-mula pada $t = 0$ adalah $N(P) (t=0)$ dengan jumlah atom anak $N(D) = 0$, maka jumlah atom induk setelah meluruh selama waktu t adalah:

$$N(P) = N(P)(t=0) e^{-\lambda t} \quad (5 - 3)$$

Jumlah atom anak hasil peluruhan atom induk selama waktu t adalah :

$$N(D) = N(P)(t=0) - N(P) \quad (5 - 4)$$

$$N(D) = N(P) (e^{\lambda t} - 1) \quad (5 - 5)$$

Dengan mengetahui jumlah atom anak hasil peluruhan atom induk ($N(D)$), jumlah atom induk $N(P)$ dan konstanta peluruhan, maka umur batuan (t) dapat ditentukan. Dalam hal ini peluruhan atom induk dimulai pada saat pembentukan batuan.

Menurut Glen (1986) sistem penentuan umur batuan dengan metode radiometri didasarkan atas dua anggapan pokok, yaitu :

1. Tidak terjadi penambahan atau pengurangan atom induk atau atom anak selain akibat peluruhan radioaktif pada mineral-mineral yang terbentuk bersamaan dengan pembentukan batuan selama proses peluruhan tersebut.
2. Tidak terdapat atom-atom anak dalam butiran mineral tersebut ketika mineral itu terbentuk.

Seluruh atom anak dihasilkan dari peluruhan atom induk.

Dalam metode radiometri dikenal istilah waktu paruh (half life). Waktu paruh suatu unsur adalah waktu yang di-perlukan setengah jumlah atom induk awal unsur tersebut untuk meluruh menjadi atom-atom anak. Beberapa unsur radioaktif yang digunakan untuk penentuan umur batuan antara lain dapat dilihat pada tabel 5. 1.

Tabel 5. 1. Beberapa Isotop Yang Digunakan dalam Radiometrik Batuan

Parent nuclide	Daughter nuclide	Half-life (years)	Approximate useful dating range (years I.P.)	Materials commonly dated
Carbon-14	*Nitrogen-14	5,730	** < -40,000	Wood, peat, CaCO ₃ , shells, charcoal
Protactinium-231 (daughter nuclide of uranium-235)	*Actinium-227	33,000	< 150,000	Deep-sea sediment, argonite corals
Thorium-230 (daughter nuclide of uranium-238/234)	*Radium-226	77,000	< 250,000	Deep-sea sediment, argonite corals
Uranium-238	Lead-206	4,510 million	> 5 million	Monazite, zircon, uraninite, pitchblende
Uranium-238	Spontaneous fission tracks	—	** < -65 million	Volcanic glass, zircon, apatite
Uranium-235	Lead-207	713 million	> 60 million	Monazite, zircon, uraninite, pitchblende
Potassium-40	Argon-40	1,300 million	> -100,000	Muscovite, biotite, hornblende, glauconite, sanidine, whole volcanic rock
Rubidium-87	Strontium-87	47,000 million	> 5 million	Muscovite, biotite, lepidolite, microcline, glauconite, whole metamorphic rock

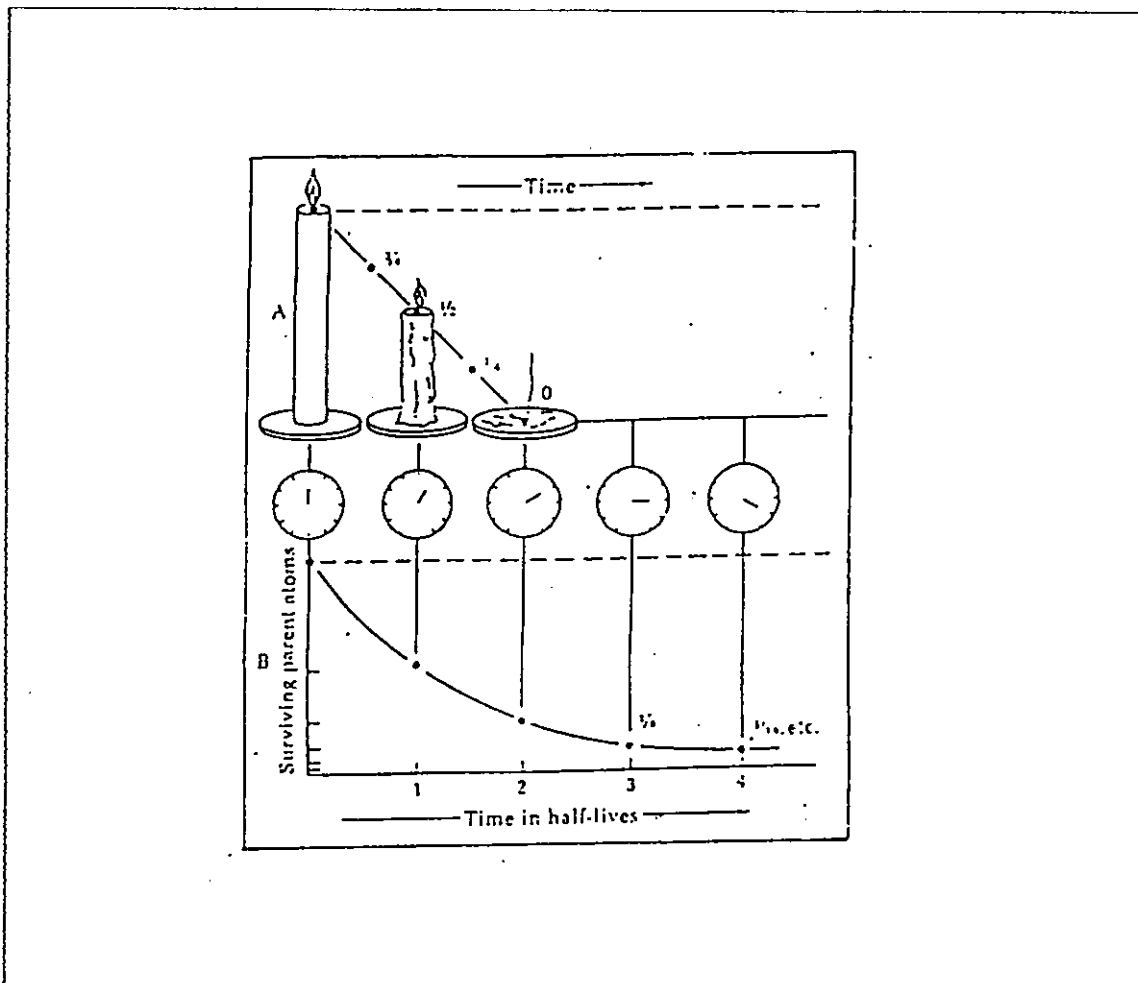
Waktu paruh suatu unsur dapat diturunkan dari persamaan (2) dengan $N = N_0/2$, yaitu :

$$0,5 = e^{-\lambda t_{1/2}}$$

$$t_{1/2} = \ln 2/\lambda$$

$$t_{1/2} = 0,69325/\lambda \quad (5 - 6)$$

Hubungan antara waktu paruh dengan kelimpahan atom induk dapat digambarkan sebagai berikut :



Gambar 5. 6. Hubungan Antara Waktu Paruh dan Kelimpahan Atom Induk.

2. Radiometri pada Batuan Sedimen

Penggunaan metode radiometri untuk penentuan umur batuan beku dan metamorf tidak sepenuhnya dapat dilakukan pada batuan sedimen. Umur batuan yang diketahui dengan metode ini pada batuan beku merupakan umur pembentukan batuan tersebut, yaitu waktu pada saat pendinginan magma atau lava. Sedangkan pada batuan metamorf umur yang diketahui dengan metode ini merupakan umur yang dimulai dari batuan terkena proses metamorfose sampai saat di-lakukannya penentuan umur tersebut. Jika metode radiometri diterapkan pada batuan sedimen, maka umur batuan yang diketahui dengan metode ini merupakan umur batuan induk sebelum batuan tersebut mengalami proses-proses pelapukan, transportasi dan pengendapan untuk membentuk batuan sedimen. Dengan demikian umur yang diketahui dengan metoda ini bukan merupakan umur pembentukan batuan sedimen tersebut.

Menurut Bogg (1987) penentuan umur batuan sedimen dengan metode radiometri dapat dilakukan dengan dua metode, yaitu dengan metode tidak langsung (indirect methods) dan metode langsung (direct methods).

a. Metode tidak langsung

Metode tidak langsung diterapkan pada batuan sedimen atas dasar hubungan antara batuan sedimen tersebut dengan batuan beku, batuan metamorf, endapan vulkanik atau batuan sedimen yang mengandung fosil yang semuanya dapat ditentukan umurnya dengan metode radiometri. Penerapan metode ini dapat disebut antara lain sebagai berikut :

1) Analisa sedimen vulkanik

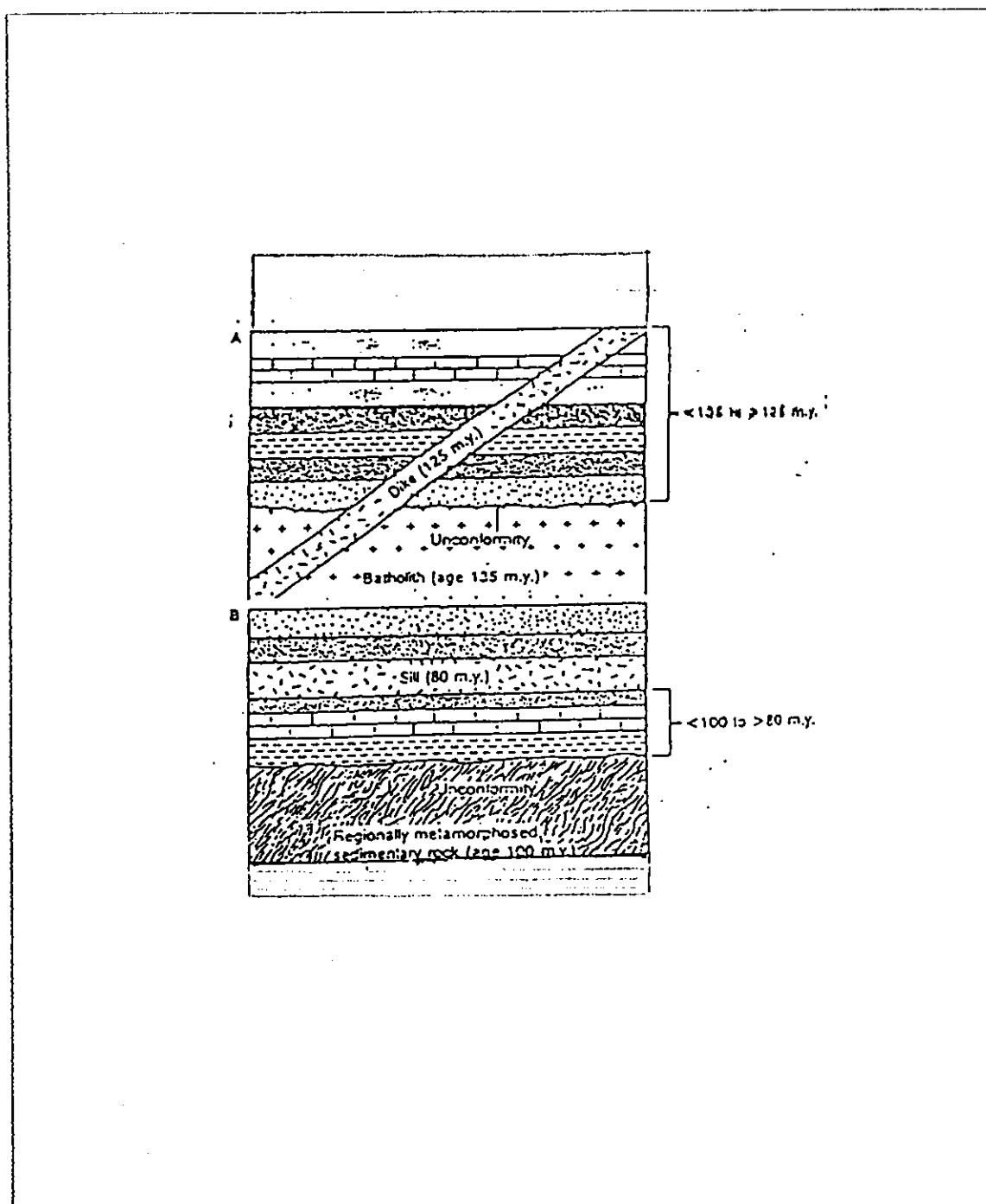
Umumnya sedimen vulkanik relatif lebih mudah dilakukan penentuan umur dengan metode radiometri daripada batuan sedimen. Aliran lava dan endapan piroklastik seperti ashfall dapat bergabung dengan amat cepat dalam suatu akumulasi urutan sedimentasi tanpa penghentian proses sedimentasi yang berarti. Material vulkanik dapat tererupsi di atas sedimen lunak yang belum terkonsolidasi kemudian terkubur endapan-endapan berikutnya. Untuk dapat menduga abu vulkanik (ash) terendapkan bersamaan dengan pengendapan sedimen di sekitarnya, maka terdapat beberapa petunjuk bahwa:

- a) Zone biostratigrafi di atas dan di bawah abu vulkanik sama.

b) Banyak ditemukan burrowing organisme yang membawa abu vulkanik ke lapisan sedimen di bawahnya atau membawa lapisan sedimen di atas abu vulkanik ke lapisan abu vulkanik.

2) Penentuan Umur Batuan Beku Atau Metamorf Yang Berasosiasi dengan Batuan Sedimen

Teknik radiometri umumnya digunakan pada batuan beku atau metamorf. Jika terdapat hubungan antara batuan sedimen dan batuan beku atau metamorf di dekatnya, maka kisaran umur batuan sedimen itu dapat ditentukan dengan bantuan batuan beku dan batuan metamorf tersebut. Hubungan tersebut berupa hubungan intrusi, misalnya dike atau sill antara batuan beku dan batuan sedimen. Sedangkan antara batuan metamorf dan batuan sedimen berupa hubungan ketidak selarasan. Umur yang diketahui merupakan umur minimum sebelum batuan sedimen terintrusi batuan beku dan umur maksimum setelah terjadi ketidakselarasan pada batuan metamorf. Metode ini dapat digambarkan sebagai berikut.



Gambar 5. 7. Penentuan Umur Batuan Sedimen dengan Metode Radiometri Tidak Langsung. Pada Gambar A umur Batuan Sedimen Antara 135 Juta Tahun Sampai 125 Juta Tahun. Pada Gambar B Umur Batuan Sedimen Antara 100 Juta Tahun Sampai 80 Juta Tahun.

Tipe-tipe batuan dan hubungan stratigrafi batuan tersebut dengan batuan sedimen yang biasa digunakan untuk keperluan radiometri batuan sedimen secara tidak langsung dilihat pada tabel 5. 2.

Tabel 5. 2. Beberapa Batuan serta Hubungan Stratigrafinya dengan Batuan Sedimen yang akan Ditentukan Umurnya dengan Metode Radiometri tidak Langsung.

Type of rock	Stratigraphic relationship	Reliability of age data
Volcanic rock (lava flows and ash-falls)	Interbedded with "contemporaneous" sedimentary rocks	Give actual ages of sedimentary rocks in close stratigraphic proximity above and below volcanic layers
Plutonic Igneous rocks	Intrude (cut across) sedimentary rocks	Give minimum ages for the rocks they intrude
	Lie unconformably beneath sedimentary rocks	Give maximum ages for overlying sedimentary rocks
Metamorphosed sedimentary rocks	Constitute the rocks whose ages are being determined	Give minimum ages for metamorphosed sedimentary rocks
	Lie unconformably beneath non-metamorphosed sedimentary rocks	Give maximum ages for the overlying nonmetamorphosed sedimentary rocks
Sedimentary rocks containing contemporary organic remains (fossils, wood)		Give actual ages of sedimentary rocks
Sedimentary rocks containing authigenic minerals such as glauconite		Give minimum ages for sedimentary rocks

b. Metode Langsung

Ketidakpastian dalam penentuan umur mutlak batuan sedimen dengan metode tidak langsung dapat dikurangi dengan metode langsung. Mineral-mineral dalam batuan sedimen yang dapat digunakan untuk radiometri batuan sedimen secara langsung adalah

mineral-mineral yang terbentuk bersamaan dengan waktu pengendapan sedimen tersebut, misalnya sisa-sisa organisme, seperti kayu dan fosil yang terendapkan bersamaan dengan sedimen serta mineral-mineral autigenetik yang terbentuk pada dasar laut sesaat pengendapan. Metode radiometri langsung batuan sedimen antara lain :

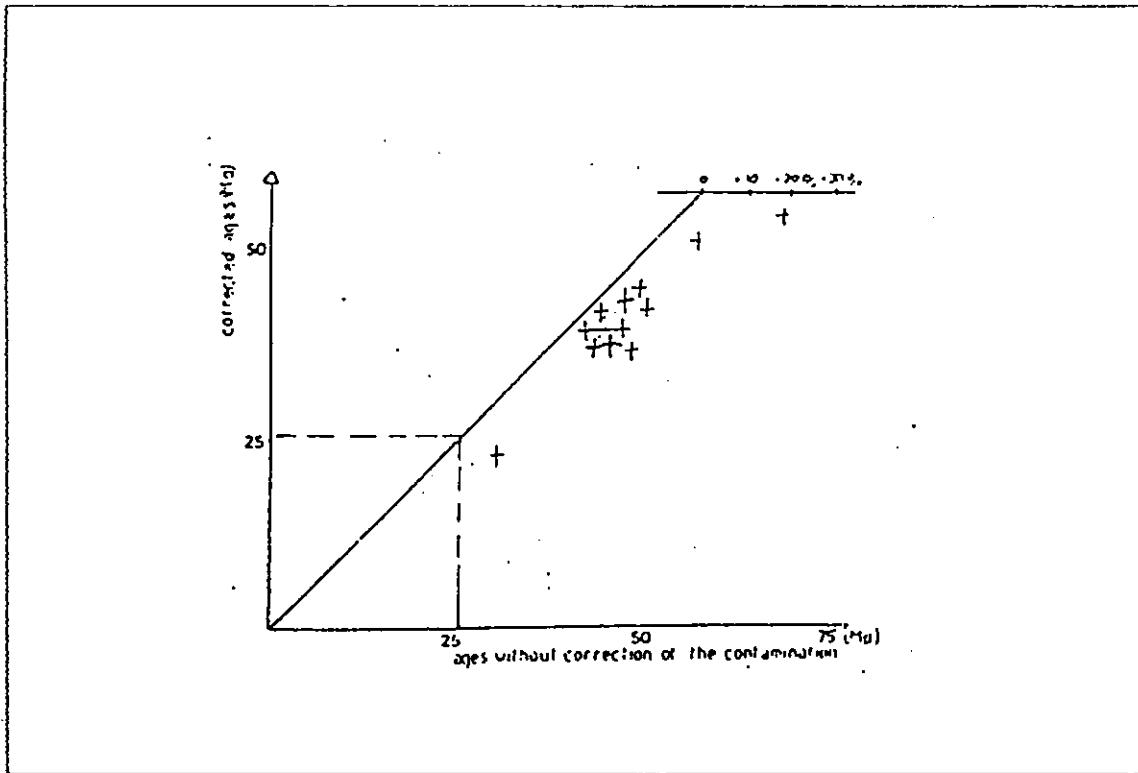
- a. Metode Carbon 14 untuk mineral-mineral organik.
- b. Metode Potassium-Argon dan Metode Rubidium-Stronsium untuk mineral glaukonit.
- c. Metode Thorium 231 untuk fosil dan sedimen.

Metode radiometri langsung dapat digunakan pada mineral-mineral tersebut antara lain : mineral-mineral lempung, misalnya illit, montmorilonit dan klorit, mineral zeolit, mineral-mineral karbonat dan mineral-mineral silika, seperti chert. Tetapi mineral-mineral tersebut belum diteliti secara mendalam kegunaan dan tingkat kepercayaannya.

Kadangkala dalam satu sampel batuan terdapat lebih dari sepasang atom induk dan anak seperti potassium dan argon, rubidium-stronsium atau uranium lead. Dengan demikian dapat dilakukan radiometri secara langsung dengan metode yang berbeda, misalnya dengan metode potassium-argon

dengan metode rubidium-stronsium. Umur batuan yang diteliti dengan metode yang berbeda tersebut dapat di- percaya jika dari hasil penentuan umur dengan metode- metode yang berbeda-beda tersebut menghasilkan nilai yang sama atau tidak terlampau besar perbedaannya. Hal ini memperbesar tingkat kepercayaan terhadap hasil pengukuran tersebut.

Penentuan umur batuan dengan metode radiometri banyak menghadapi masalah kontaminasi. Kontaminasi dapat disebabkan pelapukan, lolosnya atom anak yang akan menghasilkan umur perhitungan yang lebih muda, pengaruh panas atau peristiwa tektonik. Tektonik dapat menyebabkan pelipatan, perekahan batuan, metasomatisme atau metamorfosa yang dapat mempengaruhi hasil pengukuran yang sesungguhnya. Gambar 5. 8. menunjukkan hasil penentuan umur batuan dengan tingkat kesalahan akibat kontaminasi 0 persen. Garis vertikal dengan skala dalam prosen menunjukkan tingkat kesalahan akibat kontaminasi. Sedangkan tanda + menunjukkan hasil penentuan umur batuan dalam suatu percobaan.



Gambar 5. 8. Hubungan Antara Umur Batuan Sesungguhnya Dengan Umur Batuan Terkontaminasi Argon Atmosfer Pada Sampel Batuan Yang Sama.

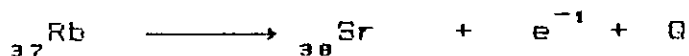
Pada gambar 5. 8. dapat diketahui bahwa kesalahan perhitungan akibat kontaminasi gas argon dari atmosfer pada penentuan umur batuan dapat mencapai 30 persen. Untuk dapat mencapai hasil pengukuran yang dapat dipercaya maka faktor kontaminasi perlu diperkecil.

D. PENENTUAN UMUR MUTLAK BATUAN SEDIMEN DENGAN METODE Rb-Sr RUBIDIUM STRONSIUM PADA MINERAL GLAUKONIT

1. Geokimia Rubidium dan Stronsium

Rubidium merupakan suatu unsur logam dari golongan alkali (golongan IA). Golongan ini terdiri dari litium, sodium, potassium, rubidium, cesium dan francium. Jari-jari atom rubidium adalah $1,48 \text{ \AA}$, hampir mirip dengan jari-jari potassium, yaitu $1,35 \text{ \AA}$. Rubidium (Rb) dapat menggantikan potassium (K) dalam semua mineral-mineral yang mengandung K, seperti muskovit, biotit atau ortoklas. Hal ini dapat juga terjadi pada mineral-mineral lempung dan evaporit.

Rubidium memiliki dua isotop alamiah, yaitu Rb^{87} dan Rb^{85} dengan kelimpahan masing-masing 27,8346 persen dan 72,1654 persen. Rb merupakan unsur radioaktif yang akan meluruh menjadi Sr^{87} yang lebih stabil dengan pemancaran partikel negatif, sebagaimana ditunjukkan oleh persamaan berikut ini



e^{-1} = partikel negatif (beta)

Q = energi peluruhan.

terkonsentrasi dalam mineral-mineral kaya unsur kalium. Distribusi yang luas dari mineral glaukonit sebagai mineral autigenik pada batuan sedimen segala umur membuatnya lebih potensial untuk digunakan dalam penentuan umur batuan sedimen secara langsung daripada mineral-mineral sedimenter lain.

Beberapa jenis mineral autigenik lain telah digunakan dalam radiometri langsung batuan sedimen dengan metode K-Ar dan Rb-Sr. Mineral-mineral tersebut diantaranya adalah : mineral-mineral lempung, karbonat dan mineral-mineral silika. Ketidakpastian asal mineral tersebut, apakah benar-benar merupakan mineral autigenik atau bukan, membuatnya tidak banyak digunakan dalam metode langsung ini. Selain itu waktu penutupan (time of closure) terhadap interaksi dengan lingkungan sekitarnya pada mineral-mineral tersebut belum diketahui dengan pasti. Hal ini menyebabkan mineral-mineral autigenik, selain glaukonit tidak dapat menentukan umur pembentukannya yang dapat di-percaya. Zeolit, mineral-mineral karbonat dan mineral-mineral silika telah dapat menentukan umur batuan sedimen, tetapi kegunaannya secara luas dan tingkat kepercayaannya secara keseluruhan belum diteliti secara layak.

3. Evolusi Glaukonit

Glaukonit dalam glaukoni dapat dikenali dari difraktogram sinar-x, mineral tersebut juga dikenal sebagai pengisi antar butir pada batu pasir glaukonitan. Mineral-mineral glaukonit pertama tumbuh dalam pori-pori batuan melalui proses kimia. Material-material karbonat lebih mudah mengalami proses-proses kimiawi dari pada mineral-mineral silika yang lebih resistan. Dengan demikian glaukonisasi, lebih mudah terjadi pada material-material karbonatan daripada mineral silika.

Glaukonisasi merupakan perubahan suatu mineral menjadi glaukonit pada suhu rendah sampai sedang dalam suatu fasis pengendapan. Proses glaukonisasi merupakan proses evolusi. Pada awal glaukonisasi kandungan K_2O lebih sedikit daripada akhir proses glaukonitisasi. Proses glaukonitisasi merupakan proses evolusi yang terdiri dari empat tahap. Tiap tahap evolusi diwakili oleh jenis glaukoni tertentu. Tidak semua jenis glaukoni dapat mencapai tahap-tahap evolusi selanjutnya. Proses evolusi dapat terhenti pada suatu tahap tertentu oleh penimbunan tiba-tiba yang tebal, tahap-tahap evolusi tersebut adalah sebagai berikut :

a. Glaukoni Awal (Nascent Glaucony)

Fasies ini awal, glaukoni memiliki kandungan K_2O antara 2 persen sampai 4 persen. Glaukoni awal merupakan material porus dari jenis smectit glaukonitan yang dihasilkan dari pertumbuhan kristalnya.

b. Glaukoni Sedikit Berkembang (Little Evolved Glaucony)

Fasies ini mengandung K_2O antara 4 persen sampai 6 persen. Sisa-sisa material asal masih dapat dikenali dengan difraktogram sinar-X. Pada tahap ini terdapat interaksi antara fasies dengan air laut di atasnya dan sedimen di bawahnya berupa penambahan ion-ion pada pori-pori material.

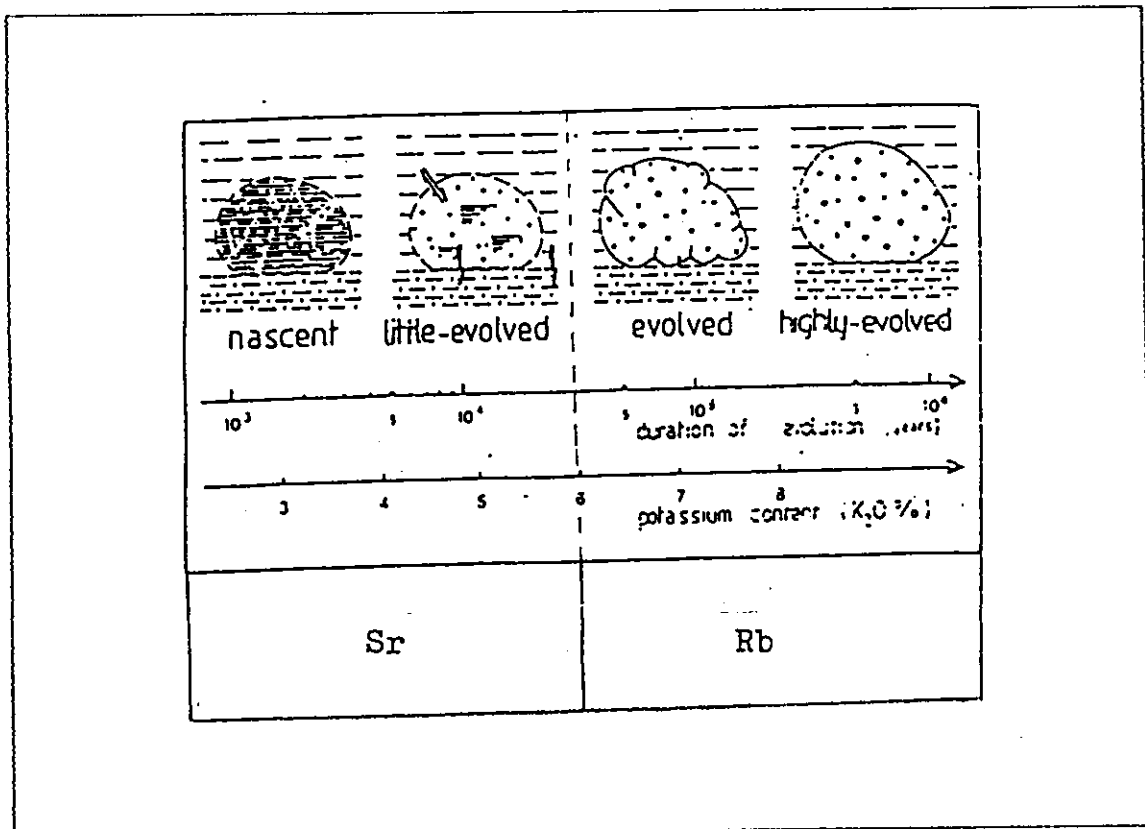
c. Glaukoni Berkembang (Evolved Glaucony)

Fasies ini mengandung K_2O antara 6 persen sampai 8 persen. Tahap ini dicirikan oleh kristalisasi kemabli mineral-mineral autigenik pada lingkungan yang lebih ter-tutup daripada sebelumnya selama sedimentasi. Kristalisasi kembali dan pertumbuhan kristal menyebabkan pengembangan material asal. Hal ini menimbulkan retakan-retakan pada material asal. Sisa-sisa material asal tidak terdapat lagi pada glaukoni.

d. Glaukoni Berkembang Tinggi (Highly Evolved Glaucony)

Fasies ini mengandung K_2O lebih dari 8 prosen. Glaukonit membentuk butiran bulat akibat pengendapan luar (external deposition) mineral-mineral glaukoni yang kurang berkembang (less evolved glaucony) dalam retakan-retakan. Pada tahap ini tidak terdapat sisa-sisa material asal, termasuk kemungkinan sisa-sisa isotop warisan (isotop inheritance remains) material asal.

Glaukoni awal dan glaukoni sedikit berkembang dikenal sebagai smektit glaukonitan (glauconytic smectit) sedangkan glaukoni berkembang dan glaukoni berkembang tinggi dikenal sebagai mika glaukonitan (glauconitic mica). Keempat tahap evolusi tersebut digambarkan sebagai berikut (pada gambar 5. 9.).



Gambar 5. 9. Empat Tahap Evolusi Glaukoni

Smektit glaukonitan mewakili glaukonitisasi yang tidak sempurna pada suatu mineral. Glaukonitisasi ini berlangsung dalam selang waktu 10^3 tahun sampai 10^4 tahun. Bila radiometri dilakukan pada glaukoni jenis ini akan menghasilkan umur batuan yang lebih tua daripada proses sedimentasinya itu sendiri. Mika glaukonitan terbentuk selama selang waktu 10^5 tahun sampai 10^6 tahun. Glaukoni jenis ini dihasilkan dari kristalisasi kembali smektit glaukonitan yang berkembang menjadi mika glaukonitan. Sisa-sisa

mineral sebelum terkena glaukonitisasi telah berubah semua membentuk mineral mika baru dengan kemungkinan mendapatkan umur pengendapan yang sama dengan pengendapan sedimennya.

Tipe glaukoni berkembang dan galukoni berkembang paling tinggi paling cocok untuk sampel dalam penentuan umur batuan dengan metode radiometri langsung. Interaksi glaukoni jenis ini dengan lingkungan sekitarnya dalam hal penambahan atau pengurangan isotop radiaktif Rb dan Sr yang bukan akibat radioaktivitas kemungkinannya kecil.

Adanya evolusi glaukoni ini menyebabkan radiometri langsung pada mineral glaukonit cocok untuk batuan-batuan yang cukup tua. Pembentukan glaukonit memerlukan kondisi dengan tingkat sedimentasi yang amat rendah atau fase regresi. Dengan demikian penghentian evolusi glaukoni akibat penimbunan yang amat tebal jarang terjadi.

4. Tahap Persiapan Analisa

Sebelum melakukan radiometri pada mineral glaukonit dilakukan persiapan-persiapan dengan tahap-tahap sebagai berikut :

a. Pemilihan Sampel (Sampling)

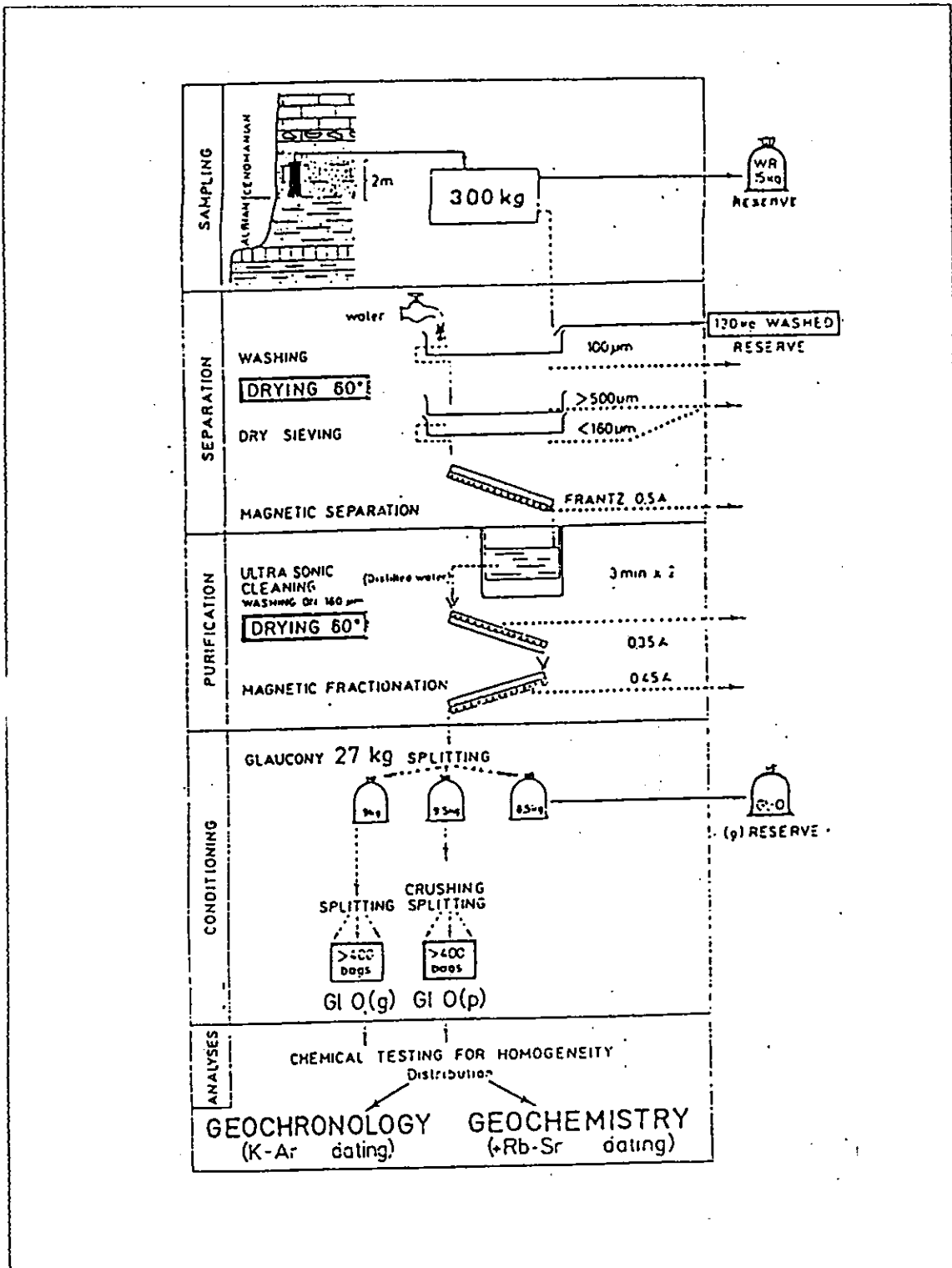
Jenis glaukoni yang akan digunakan untuk radiometri batuan sedimen adalah dari jenis mika glaukonitan dengan kandungan K_2O lebih dari 6 prosen. Dengan tujuan dapat memberikan perhitungan umur pembentukan yang sama dengan pengendapan sedimennya. Sampel ini juga harus didapat didaerah yang cukup stabil dan tidak menunjukkan gejala-gejala rekristalisasi setelah pengendapan, pelapukan, transportasi atau rework oleh air.

b. Pemisahan Material-material Asing dari Galukonit (Separation)

Hal ini dilakukan dengan bantuan larutan bromoform. Sampel direndam dalam larutan tersebut untuk memisahkan galukonit dari mineral-mineral : pirit, straulit, piroksin, amfibol, biotit dan klorit. Mineral-mineral tersebut mengandung unsur Fe yang mempersulit perhitungan kandungan Rb atau Sr. Setelah galukonit bebas dari mineral-mineral pengotoran di atas dilakukan pemisahan dengan metode elektrostatis dengan menggunakan arus listrik 0,5 amper.

c. Pemurnian Glaukonit (Purificatio)

Dilakukan untuk membersihkan retakan-retakan pada butiran glaukoni. Glaukoni berkembang tinggi kadangkala memperlihatkan selaput tipis luar yang menutupi butiran. Selaput ini terdiri dari mineral-mineral sedikit berkembang (less evolved minerals). Selaput ini mudah dihilangkan dengan metode ultrasonik. Kemudian sampel dibersihkan lagi dengan pemisah magnetik dengan menggunakan arus listrik 0,35 amper dan 0,445 amper. Setelah itu sampel dikeringkan dan disimpan dalam kantong kedap air untuk kemudian siap dianalisa.



Gambar 5. 10. Contoh Preparasi Glaukoni Untuk Keperluan Radiometri

Pada gambar 5. 10. Sebanyak 300 kg sampel glaukoni berkembang (evolved glaucony) atau glaukoni berkembang tinggi (highly evolved glaucony) diperlukan untuk keperluan radiometri batuan sedimen. Lima belas kilogram dari 300 kg sampel tersebut disimpan sebagai cadangan. Setelah disimpan dengan air dan dikeringkan pada suhu 60° dilakukan penyaringan untuk mendapatkan butiran glaukonit yang berukuran antara 160 mikrometer sampai 500 mikrometer. kemudian dilakukan pemisahan secara magnetik dengan menggunakan arus listrik 0,5 amper. Butiran yang tertarik medan magnet yang ditimbulkan oleh arus listrik itu dibuang. Setelah itu dilakukan pemurnian dengan metode ultrosonik dan pemisahan secara magnetik kembali. Sampel akhir yang didapat berukuran antara 160 mikrometer sampai 500 mikrometer sebanyak 27 kg yang tidak tertarik medan magnet yang ditimbulkan oleh arus listrik 0,35 amper dan 0,45 amper. Sampel ini dipisahkan menjadi 9 kg untuk radiometri metode K-Ar dan 9,5 kg untuk metode Rb-Sr. Sedangkan 8,5 kg disimpan sebagai cadangan.

5. Radiometri Batuan dengan Metoda Rb-Sr

Batuan tersusun atas unsur-unsur radioaktif dengan kadar yang tertentu untuk tiap batuan. Radioaktivitas batuan dan mineral telah banyak digunakan untuk penentuan umur batuan, karena peluruhan radioaktif alamiah tidak bergantung sifat fisik dan kimia lingkungan serta perubahan lingkungan yang terjadi.

Rb^{87} merupakan mineral yang meluruh menjadi Sr^{87} dengan cara memancarkan partikel beta. Peluruhan tersebut berlangsung dalam satu tahap tanpa adanya peluruhan lain. Dengan demikian persamaan (2) dapat langsung digunakan.

$$N(D) = N(P) (e^{\lambda t} - 1)$$

Jika persamaan di atas diterapkan pada peluruhan Rb^{87} , maka menjadi :

$$Sr^{87} = Rb^{87} (e^{\lambda t} - 1) \quad (5 - 7)$$

Persamaan di atas didapat dengan anggapan bahwa seluruh atom anak Sr^{87} merupakan hasil peluruhan Rb^{87} . Jika sampel mengandung Sr^{87} mula-mula yang telah ada sebelum pembentukan glaukonit (Sr_o^{87}) maka total Sr^{87} dalam sampel adalah :

$$Sr^{87} = Sr_o^{87} + Rb^{87} (e^{\lambda t} - 1) \quad (5 - 8)$$

karena spektrometer massa menghitung perbandingan

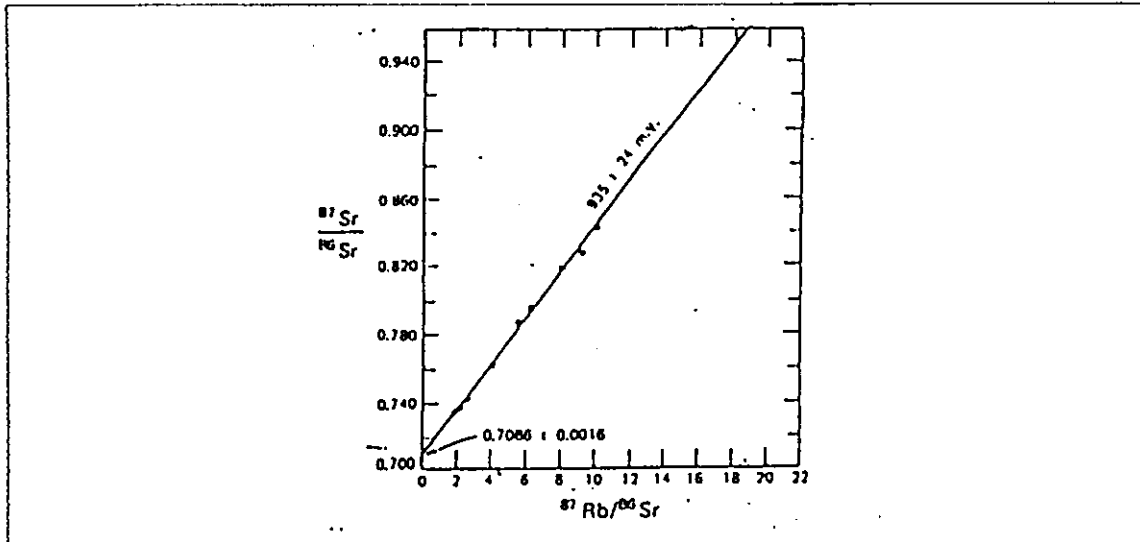
isotop lebih teliti daripada perhitungan jumlah isotop, maka persamaan tersebut disesuaikan menjadi :

$$\begin{bmatrix} \text{Sr}^{87} \\ \text{Sr}^{86} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \text{Sr}_o^{87} \\ \text{Sr}^{86} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \text{Rb}^{87} \\ \text{Sr}^{86} \end{bmatrix} (e^{\lambda t} - 1) \quad (5 - 9)$$

Sr^{86} merupakan isotop yang tidak dihasilkan dari peluruhan radioaktif. Spektrometer massa hanya menghitung perbandingan total Sr^{87} dan Sr^{86} serta Rb^{87} dan Sr^{86} . Sedangkan perbandingan Sr_o^{87} dan Sr^{86} tetap tidak diketahui. Untuk mengatasi hal tersebut, maka persamaan (5.9) diubah menjadi persamaan garis lurus $Y = a + bX$. $\text{Sr}_o^{87}/\text{Sr}^{86}$ dijadikan variabel Y , dan $\text{Rb}^{87}/\text{Rb}^{86}$ dijadikan variabel X . Sedangkan $(e^{\lambda t} - 1)$ dijadikan variabel a yang merupakan gradien dari garis $Y = a + bX$. Dengan demikian nilai $\text{Sr}_o^{87}/\text{Sr}^{86}$ dapat ditentukan, yaitu titik pada sumbu Y yang merupakan garis perpotongan garis $Y = a + bX$ dengan sumbu Y . Gradien garis $Y = a + bX$ merupakan nilai dari $(e^{\lambda t} - 1)$. Dengan demikian umur batuan (t) dapat ditentukan. Metoda ini dilakukan dengan perhitungan perbandingan $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ dan $\text{Rb}^{87}/\text{Rb}^{86}$ beberapa kali. Kemudian hasil pengukuran diplot pada koordinat X - Y yang merupakan variabel kedua perbandingan isotop untuk membuat garis $Y = a + bX$. Gambar 11 menunjukkan contoh perhitungan umur batuan oleh Moorbath di Scotlandia. Dalam contoh tersebut dapat di-

bahwa perbandingan Sr^{87} adalah $0,7086 \pm 0,0016$.

Sedangkan umur batuan tersebut 935 ± 24 juta tahun



Gambar 5. 11. Contoh Penentuan Umur Batuan di Daerah Scotlandia Oleh Moorbath

Radiometri batuan dengan metoda Rb-Sr biasanya dilakukan bersama dengan metode K-Ar dalam suatu batuan yang sama. Hal ini dilakukan karena unsur-unsur Rb dan K terdapat dalam satu mineral bersamaan. Hal ini bertujuan agar salah satu metode dapat menjadi pembanding kebenaran perhitungan umur batuan dengan menggunakan metode lainnya.

Keuntungan utama metode Rb-Sr dibandingkan metode K-Ar adalah baik Rb maupun Sr bersifat solid, sehingga penambahan atau pengurangan atom-atom tersebut yang bukan akibat peluruhan radioaktif kecil kemungkinannya. Hal ini tidak terdapat pada metode K-Ar. Unsur Ar bersifat gas, sehingga kemungkinan pengurangan atau penambahan unsur Ar yang bukan

akibat radioaktivitas besar. Perhitungan umur batuan lebih muda daripada umur sebenarnya disebabkan oleh hilangnya Ar keluar mineral/sampel karena penguapan. Umur batuan lebih tua daripada umur yang sebenarnya disebabkan oleh masuknya Ar dari atmosfer ke dalam mineral/sampel.

6. Permasalahan Metode Rb-Sr pada Glaukonit

Glaukonit merupakan mineral lempung yang dapat terkena proses-proses rekristalisasi setelah pengendapan oleh kedalaman penimbunan, deformasi tektonik atau metamorfosa. Dengan demikian metode ini cukup cocok untuk daerah yang stabil secara tektonik dan memiliki gradien panas bumi rendah, seperti pada pusat benua atau dekat dengan pusat benua. Untuk daerah dengan tektonik aktif dan gradien panas bumi tinggi tidak cocok menggunakan metode ini untuk penentuan umur batuan sedimen.

Energi peluruhan yang kecil dari Rb menjadi Sr menyebabkan penentuan konstanta peluruhan (λ) dan waktu paruh (t) Rb mengalami kesulitan. Sampai dengan tahun 1977 nilai yang biasa digunakan untuk waktu paruh Rb antara $4,7 \times 10^{10}$ tahun sampai 5×10^{10} tahun.

Waktu paruh yang panjang dari Rb mengakibatkan metode Rb-Sr kurang cocok untuk radiometri

batuan-batuan berumur muda. Selain itu adanya rework oleh air yang glaukonit berpindah tempat dengan waktu pengendapan umur mutlak batuan sedimen yang mengandung glaukonit tersebut.

Sampel-sampel glaukonit yang dibutuhkan untuk keperluan radiometri harus memiliki evolusi yang sama yang memiliki nilai Sr^{87}_0/Sr^{86}_0 sama. Hal ini menimbulkan kesulitan jika sepanjang waktu geologi yang panjang selalu terbentuk mineral-mineral glaukonit dengan tingkat evolusi yang bervariasi.

Persoalan berikutnya adalah menentukan garis terbaik dari data-data titik yang diplot pada sumbu X dan sumbu Y yang merupakan nilai variabel-variabel Sr^{87}/Sr^{86} dan Rb^{87}/Rb^{86} untuk membuat garis kesamaan waktu (isochron). Kemiringan garis ini akan menentukan perhitungan umur batuan yang teliti.

Reaksi inti khususnya inti radioaktif dapat di-manfaatkan untuk menentukan umur mutlak batuan secara tidak langsung maupun langsung. Penentuan umur batuan secara tidak langsung dilakukan dengan cara menentukan umur batuan beku metamor atau endapan vulkanik yang berasosiasi dengan batuan sedimen tersebut. Sedangkan penentuan umur batuan sedimen secara langsung dilakukan terhadap mineral-mineral autigenik yang terbentuk pada saat proses peng-endapan batuan yang mengandung mineral-mineral

autigenik tersebut.

Metode Rubidium dan Stronsium biasanya dilakukan ber-sama dengan metode Kalium dan Argon. Hal ini bertujuan agar salah satu metode dapat menjadi pemeriksa terhadap metode lain. Kelebihan-kelebihan metode Rubidium dan Stronsium yang utama adalah keduanya bersifat solid, sehingga kontaminasi lingkungan dan atmosfer terhadap kedua-nya kurang. Sedangkan kekurangannya adalah metode ini tidak cocok untuk radiometri batuan-batuan relatif muda.

Pada kedua metode ini, digunakan analisa reaksi inti sehingga dapat diketahui atau ditentukan umur batuan.

E. ANALISA UMUR AIR TANAH

Air tanah merupakan sumber daya alam yang dapat diperbaharui, dengan demikian cadangan air tanah tidak akan pernah habis dan terus dapat dimanfaatkan. Apabila pengambilan air tanah tidak terkendali dan jauh melampau kecepatan pengisiannya kembali maka cadangan air tanah akan semakin berkurang, terlihat dengan semakin berkurangnya muka air tanah. Keadaan ini apabila dibiarkan terus berlangsung akan menimbulkan dampak yang negatif apalagi untuk konsumsi air tanah perlu diketahui batasan-batasan kandungan zat radioaktif yang tidak membahayakan bagi tubuh manusia yang menggunakan air

tanah sebagai sumber kehidupan.

Untuk mencegah timbulnya dampak yang tidak diinginkan perlu kiranya terlebih dahulu diketahui kandungan air tanah terutama kandungan zat radioaktif dan juga waktu yang dibutuhkan air tanah untuk meresap dari daerah pengisian (recharge) sampai ke daerah perlepasan (discharge) yang dinamakan dengan umur air tanah.

Air tanah mengandung berbagai macam isotop radioaktif alam yang mempunyai inti atom tidak stabil dan cenderung meluruh membentuk inti atom yang lebih stabil. Kecepatan meluruh masing-masing isotop radioaktif adalah khas dan konstan serta tidak dipengaruhi oleh temperatur, tekanan, kondisi fisik (Bronlow, 1979)

Kecepatan meluruh isotop radioaktif dapat ditentukan sehingga dengan mengetahui konsentrasi isotop radioaktif tertentu maka dapat diketahui umur air tanah. Dalam hal ini isotop radioaktif yang mungkin digunakan hanya yang terbentuk pada saat air permukaan meresap ke dalam tanah.

Berdasarkan cara terbentuknya, isotop radioaktif alam di dalam air tanah dapat dianalisa melalui aktivitas air tanah dalam melarutkan materi dan atau batuan yang dilaluinya, di mana batuan tersebut mengandung unsur radioaktif. Unsur radioaktif tersebut, antara lain : Radon, Uranium dan Radium.

Analisa juga dapat dilakukan melalui isotop radioaktif yang dihasilkan dari aktivitas sinar kosmis terhadap unsur-unsur stabil tertentu seperti Nitrogen, Oksigen, dan Argon serta sebagian kecil dari unsur-unsur di dalam debu atmosfer, air permukaan dan tanah. isotop radioaktif yang dihasilkan antara lain : Tritium, Chlorine-36 dan Carbon-14

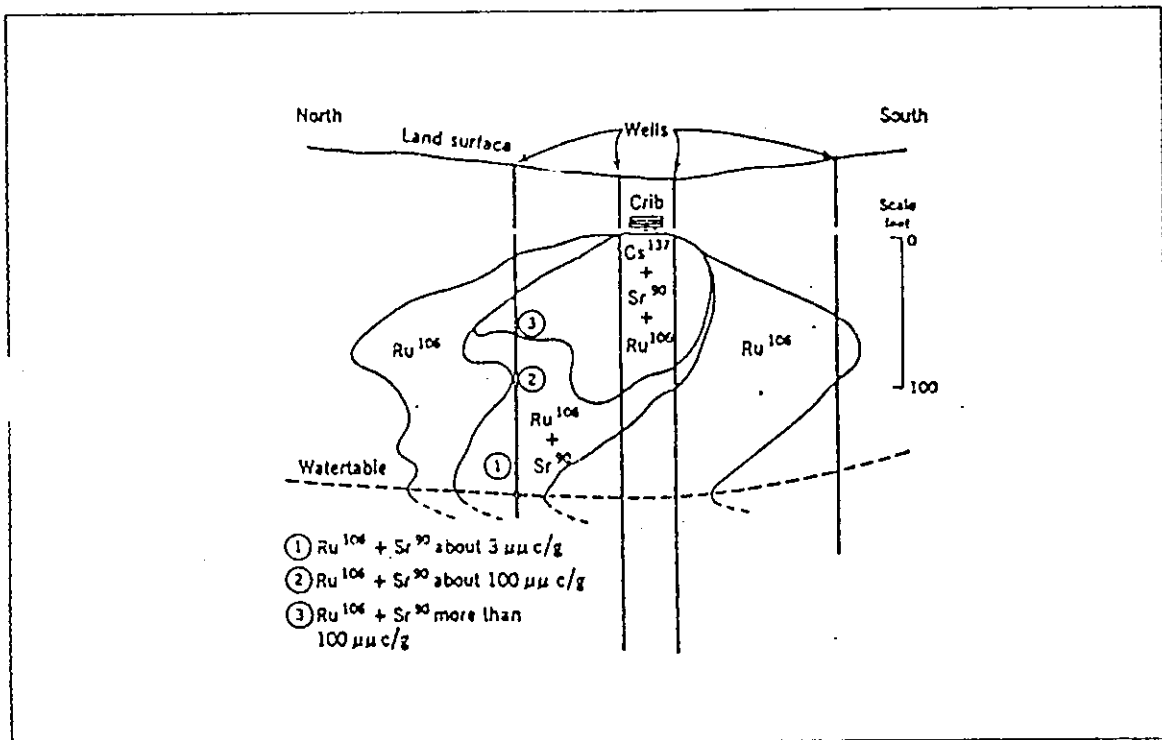
Pada tabel ...berikut ditunjukkan unsur-unsur radioaktif di dalam air tanah:

Tabel 5.4 : Unsur-unsur Radioaktif di dalam Air Tanah

Element	Mass Number of Radioisotope	Half-Life years, y; days, d; hours, h	Radiation	MPC above Natural Background $\mu\text{c/ml}$ In Solution in Water [67]
Barium	131	13 d	γ	2×10^{-1}
	140	12.8 d	β^{-}, γ	3×10^{-1}
Bromine	82	36 h	β^{-}, γ	3×10^{-1}
Calcium	45	153 d	β^{-}	9×10^{-2}
Carbon	14	5600 y	β^{-}	8×10^{-1}
Cerium	144	290 d	β^{-}, γ	1×10^{-2}
Cesium	135	2.9×10^4 y	β^{-}	1×10^{-1}
	137	33 y	β^{-}, γ	2×10^{-2}
Chlorine	36	4×10^4 y	β^{-}	8×10^{-2}
Chromium	51	27.8 d	γ	2×10^{-2}
Cobalt	57	270 d	β^{+}, γ	5×10^{-1}
	60	5.3 y	β^{-}, γ	5×10^{-2}
Hydrogen	3	12.4 y	β^{-}	3×10^{-2}
Iodine	129	1.72×10^7 y	β^{-}, γ	4×10^{-1}
	131	8.04 d	β^{-}, γ	2×10^{-1}
Phosphorus	32	14.3 d	β^{-}	2×10^{-1}
Plutonium	238	92 y	α, γ	5×10^{-4}
	239	2.4×10^4 y	α, γ	5×10^{-4}
	240	6580 y	α	5×10^{-4}
	242	5×10^3 y	α	5×10^{-4}
	226 ^a	1620 y	α, γ	1×10^{-3}
Radium	228	6.7 y	β^{-}	3×10^{-3}
	222	3.83 d	α	A gas
Rubidium	86	18.7 d	β^{-}, γ	7×10^{-1}
	87	6×10^{10} y	β^{-}	1×10^{-1}
Ruthenium	103	40 d	β^{-}, γ	8×10^{-2}
	106	1 y	β^{-}	1×10^{-1}
Sodium	22	2.6 y	β^{+}, γ	4×10^{-1}
Strontium	89	51 d	β^{-}	1×10^{-1}
	90 ^a	29 y	β^{-}	1×10^{-1}
Sulfur	35	88 d	β^{-}	6×10^{-1}
Uranium	235	7.1×10^4 y	α	3×10^{-1}
	238	4.5×10^9 y	α, γ	4×10^{-1}
Zinc	65	245 d	β^{+}, γ	1×10^{-1}

Dengan semakin meningkatnya penggunaan radioaktif di dalam kehidupan akan menimbulkan masalah tersendiri sehubungan dengan pembuangan limbah radioaktif tersebut, karena itu jika tidak ditangani secara benar dapat menimbulkan terjadinya pencemaran lingkungan yang serius dan akan mempengaruhi konsentrasi radioaktif alam.

Berubahnya konsentrasi radioaktif alam di dalam air tanah akan mengakibatkan tidak tepatnya analisa dan interpretasi data yang didapatkan, seperti pada pembuangan limbah radioaktif yang akan mempengaruhi konsentrasi isotop radioaktif Cs^{137} , Sr^{90} dan Ru^{106} di dalam tanah.



Gambar 5.12 : Pergerakan Isotop Radioaktif dari Limbah di dalam air tanah

Sifat-sifat penting yang membuat isotop radioaktif sangat baik digunakan di dalam hidrologi meliputi : daya tembus radioaktif, peluruhan yang sejalan dengan waktu dan mudah dirunut walaupun dalam konsentrasi yang kecil.

Radiasi radioaktif dapat menembus suatu material sehingga dapat mengetahui sifat-sifat tertentu dari material tersebut seperti ketebalan, kerapatan, dan komposisi. Penggunaannya di dalam hidrologi antara lain: menentukan ketebalan es, variasi endapan sungai, kelembaban tanah.

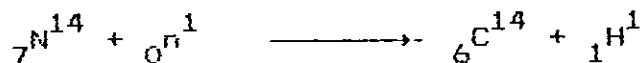
Peluruhan radioaktif akan memancarkan sinar alpha beta dan gamma serta mempunyai fungsi exponensial dengan waktu. Penggunaannya dalam hidrologi antara lain menentukan pertukaran isotop(isotopic exchange), lama peresapan, air purba di dalam akuifer dengan radiokarbon dating dari benda organik environmental tritium dating.

Selain itu dengan menentukan perbandingan radioaktif (C^{14}) terhadap karbon biasa (C^{12}), dapat ditentukan umur benda purba dan tinggalan (mayat) benda yang berasal dari benda organik. Metode ini memungkinkan penentuan umur alat-alat kayu, batubara, dan benda-benda lain dari kebudayaan purba sampai umurnya 50.000 tahun, sekitar sembilan kali umur paruh C^{14} .

F. RADIOCARBON DATING

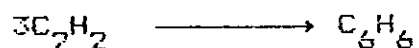
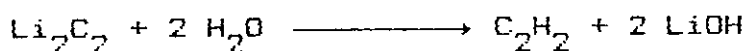
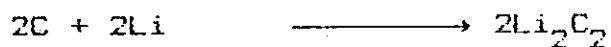
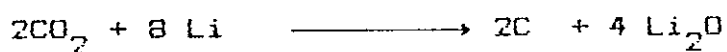
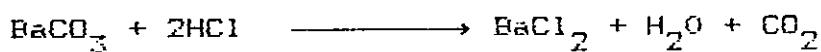
1. Penentuan Kandungan Radiocarbon di Dalam Airtanah

Radiocarbon terbentuk karena adanya reaksi antara N^{14} dengan neutron yang dihasilkan sinar kosmis di atmosfer bagian atas, mengikuti reaksi sebagai berikut:



Atom C^{14} yang terbentuk akan bereaksi dengan oksigen membentuk Karbondioksida yang akan diikat ke dalam air permukaan dan kemudian akan diserap ke dalam tanah sebagai air tanah.

Analisa Radiocarbon di dalam air tanah dilakukan dengan merubah $BaCO_3$ menjadi C_6H_6 di dalam satuan sintesa Benzene (Benzene Synthesis Unit). Reaksi kimia yang terjadi adalah sebagai berikut:



Radiocarbon yang terdapat di dalam Benzene ditentukan dengan cairan scintillation. Konsentrasi C^{14} tersebut dinyatakan dalam persen karbon modern

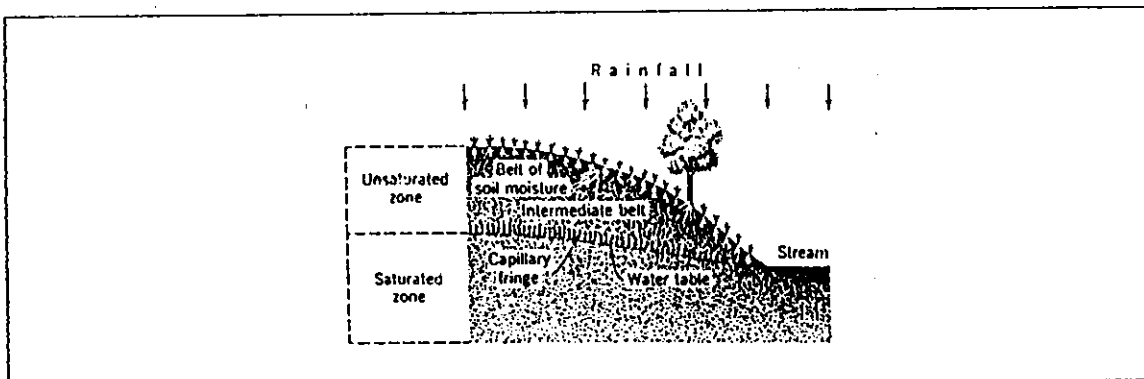
(percent of modern carbon) yaitu banyaknya kandungan C^{14} di dalam 1 gr carbon modern dengan menggunakan oxalic acid standart RM49.

2. Metodologi

Radiocarbon mempunyai waktu paroh 5.730 tahun dan dapat membilangkan umur sampel sampai sekitar 40.000 tahun (Geyh, 1986). Sedangkan Bronlow (1979) menyatakan bahwa Radiocarbon dating hanya dapat digunakan untuk sampel yang mempunyai umur kurang dari 70.000 tahun.

Apabila air permukaan meresap ke dalam tanah dan masuk ke zona jenuh air (zone of saturation) maka kandungan C^{14} akan menurun terutama disebabkan tiga proses, yaitu :

- (a) Peluruhan radioaktif
- (b) Percampuran dengan air tanah yang telah ada karena tekanan hidroulik,
- (c) Proses hidrokimia



Gambar 5.13 : Posisi saturated zone, water table dan Unsaturated zone

a. Peluruhan radioaktif

dengan menganggap penurunan C^{14} di dalam air tanah hanya disebabkan oleh peluruhan radioaktif, maka akan mengikuti persamaan $C = C_0 e^{-\lambda t}$ atau dapat dituliskan sebagai berikut:

$$\ln C/C_0 = -\lambda t \quad (5 - 10)$$

dimana: t = umur sampel, yang dinyatakan dalam tahun atau tahun B.P (years before present)

C/C_0 = Perbandingan konsentrasi C^{14} di dalam sampel terhadap kandungan C^{14} mula-mula di dalam sampel (C^{14} di atmosfer)

λ = konstanta peluruhan

Tanda negatif menunjukkan perbandingan C / C_0 akan berkurang sejalan dengan waktu. Peluruhan C^{14} terjadi secara konstan dengan waktu paruh $t(1/2) = \ln 2 / \lambda$ sehingga jika di subsitusikan kedalam persamaan (1) akan menjadi :

$$t = - \frac{t(1/2)}{\ln 2} \ln C / C_0 \quad (5 - 11)$$

karena waktu paruh $C^{14} = 5.730$ tahun, maka persamaan (5 - 11) akan menjadi :

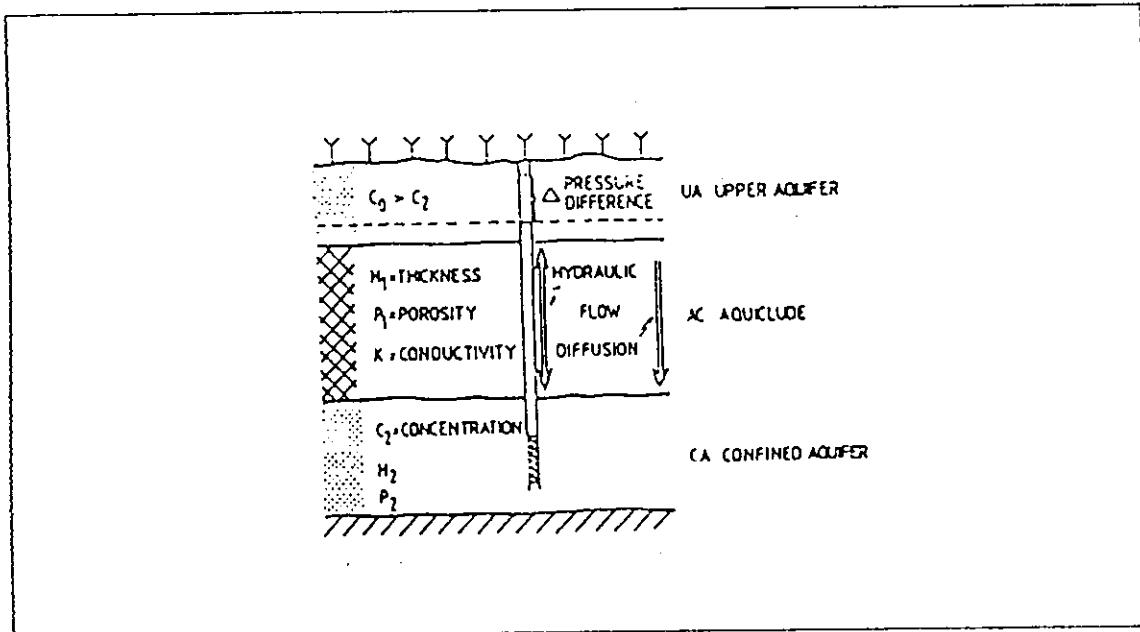
$$t = -8267 \ln C / C_0 \quad (5 - 12)$$

b. Percampuran dengan Air Tanah yang Telah Ada

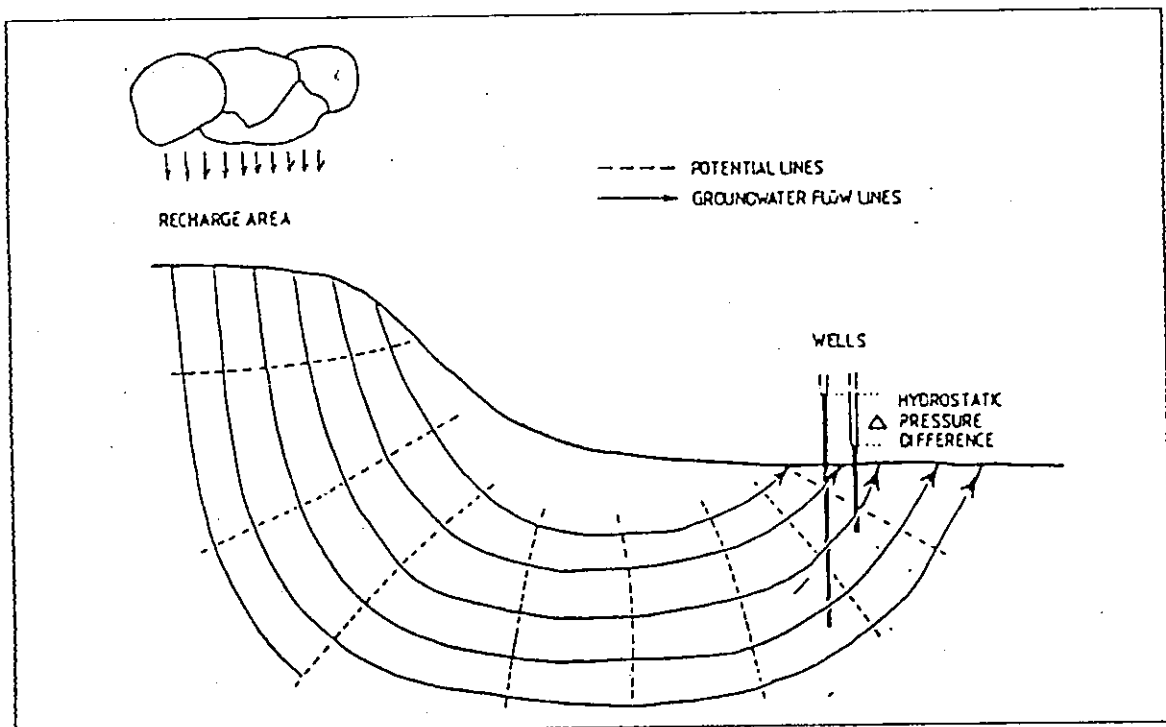
Jika penurunan C^{14} juga disebabkan adanya percampuran antara air tanah di dalam aquifer sebelah atas dengan aquifer di bawahnya baik karena difusi C^{14} atau aliran air vertikal karena adanya perbedaan tekanan hidrolik, maka umur yang didapatkan dari persamaan (3) akan mengalami penyimpangan. Dalam hal ini Geyh dan Backhaus, 1978 membuat suatu model untuk menentukan umur yang sebenarnya (actual age) dari suatu aquifer tertekan.

1) Susunan Model Aquifer Tertekan

Model suatu equifer tertekan yang dipisahkan dari aquifer bebas oleh suatu lapisan kedap air yang mempunyai ketebalan H_1 dan volume pori P_1 (gambar ..) dianggap sebagai kotak tertutup dengan ketebalan H_2 dan volume pori P_2 . Perbedaan tekanan hidrostatik (Δ) antara aquifer bebas dengan aquifer tertekan akan (+) jika aquifer yang di bawah mempunyai tekanan hidrostatik lebih bebas dari aquifer di atasnya dan akan terjadi aliran air ke atas. Dalam keadaan ini konsentrasi C^{14} di dalam equifer tertekan tidak berubah, sehingga penentuan air tanah tertekan tersebut sesuai dengan persamaan (5 - 12)



gambar 5-14: Skema model sistem aquifer bebas dan equifer tertekan yang dipisahkan oleh lapisan kedap air



gambar 5.15 : Tekanan Hidrostatik di dalam aquifer bebas

2) Model difusi

Model difusi C^{14} yang terjadi antara equifer bebas dengan konsentrasi C^{14} tinggi dan equifer tertekan yang memiliki konsentrasi C^{14} rendah dengan menganggap perbedaan tekanan hidrostatik (Δ) = 0 akan mengikuti hukum kedua Fick's, yaitu

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} D - \lambda C \quad (5-13)$$

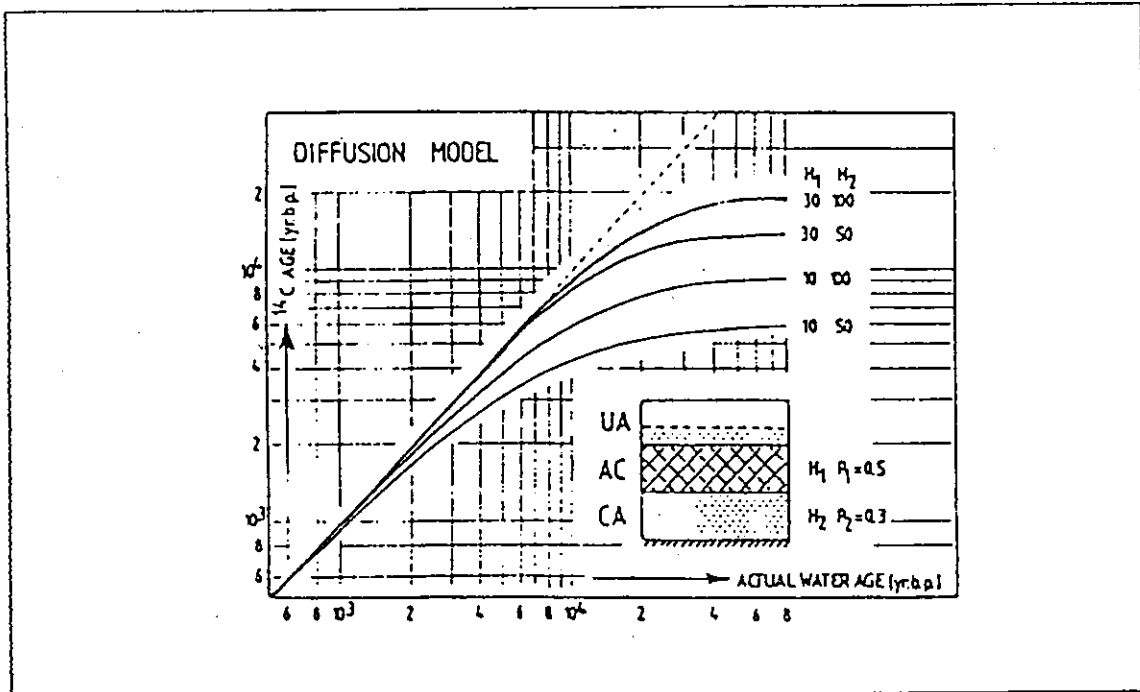
Sontag, 1976 (gayh dan Backhaus, 1978) menggunakan harga $D = 3,8 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{acre}$ sebagai konstanta difusi tritium dan radiocarbon. Hasil integrasi persamaan (5-13) adalah :

$$C = C_0 \frac{Z + 1}{Z + e^{\lambda t}} \quad (5-14)$$

dimana

$$Z = \frac{P_1}{P_2 H_2^*} \frac{e^{\lambda t} - 1}{\sinh H_1^*} \frac{2H_1^*}{\pi^2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^n (1 - e^{-n^2 (\pi/H_1^*)^2 t})}{n^2 + (H_1^*/\pi)^2}$$

$H_1^* = H_1/DT$ adalah jarak relaksasi relatif (relatis relaxation distance). DT merupakan jarak relaksasi dimana konsentrasi perunut berkurang karena faktor $e = 2,72$, untuk C^{14} mempunyai harga 17,4 m. Model penentuan umur sebenarnya karena pengaruh difusi terlihat pada gambar 5.15.



Gambar 5.16 : Hubungan antara umur relatif dan sebenarnya pada equifer tertekan karena pengaruh difusi

c. Model Hidraulik

Jika perbedaan tekanan hidrostatis (Δ) antara aquifer bebas dengan aquifer tertekan maka air tanah akan bergerak vertikal sesuai dengan hukum Darcy's yang mempunyai kecepatan

$$V = \frac{K \Delta}{H_1 P_1} \quad (5 - 16)$$

Apabila (Δ) negatif maka air permukaan dapat mengalir melalui lapisan kedap air kedalam aquifer tertekan. Konsentrasi C^{14} pada batas antara lapisan kedap air dengan aquifer tertekan akan mengikuti persamaan :

$$C = C_0 e^{\lambda H_1^2 P_1 / (K \Delta)} \quad (5 - 17)$$

dan juga dipengaruhi oleh faktor hidraulik sebagai berikut :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -V \frac{\partial C}{\partial t} - \lambda C \quad (5 - 18)$$

sehingga penyelesaian (5 - 17) menjadi sebagai berikut

$$C = C_0 e^{-\lambda^* t} \left\{ 1 + \frac{V}{H_2 P_2} e^{\lambda H_1} / V (e^{\lambda^* t} - 1) \right\} \quad (5 - 19)$$

dimana

$$\lambda^* = \lambda + V / (H_2 P_2) \quad (5 - 20)$$

Penentuan umur sampel dengan menggunakan persamaan (5 - 12) dan (5 - 19) seperti gambar ... merupakan fungsi dari perbedaan tekanan hidrostatik.

Pada $\Delta > -0,5$ m, air dari aquifer bebas yang lama tersimpan dalam lapisan kedap air akan mereduksi konsentrasi C^{14} didalam aquifer tertekan sehingga umur semu (apparent age) akan naik dan bila perbedaan tekanan hidrostatik bernilai negatif (-) lebih besar maka umur semunya akan menurun sehingga mendekati nol pada $\Delta = -$

d. Proses Hidrokarbon

Proses kimia di dalam air tanah dapat mengakibatkan penurunan konsentrasi C^{14} , hal ini terutama disebabkan adanya pengenceran (dilution) oleh batuan karbonat pada aquifer karena aktifitas H_2CO_3 dalam air tanah sehingga dapat terjadinya pengendapan mineral karbonat.

Adanya penurunan konsentrasi C^{14} yang disebabkan bukan karena peluruhan radioaktif tersebut maka penentuan umur air tanah dengan menggunakan radiocarbon dating akan mengalami penyimpangan, sehingga perlu dilakukan koreksi sebagai akibat adanya fraksionasi isotop tersebut. Penentuan umur air tanah setelah dilakukan koreksi menurut Evans et al (1978) akan mengikuti persamaan

$$t = 8267 \ln A B^x \quad (5 - 21)$$

dimana

$$A = 50 / C_E^{14}$$

$$B = \left\{ \frac{K - \delta C_S^{13}}{K - \delta C_i^{13}} \right\}$$

$$x = \left\{ 1 + \frac{\epsilon_{13}}{1000} \right\}$$

$$K = \delta C_r^{13} - \epsilon_{13}$$

$$\epsilon = \delta C^{13} - \delta C^{13}$$

Keterangan

ϵ_{13} = faktor fraksionasi untuk C^{13}

s = sampel

r = batuan

p = pengendapan

i = keadaan mula-mula pengenceran yang merupakan konstanta pada masing-masing daerah penelitian

DAFTAR PUSTAKA

- Brownlow, A.H, (1979), Geochetry, Prentice Hall, inc, New York, p.129-152.
- Davis, S.N., De Wiest, R.J.M, 1967, Hydrology, John Wiley & Sons, New York, p.129-152.
- Durrance, E.M, (1986), Radiaktifitas in Geology, Ellis Horwood Limited, West Sussex
- Evans, G.V., Otlet, R.L., Some Problem in the Interpretation of Isotope Measurement in United Kingdom Aquifers, Isotope Hydrology, p. 679-683.
- Faure, G, (1977), Principle of Isotope Geology, John Willey and Sons inc, Canada.
- Harris, W.B & Fullagar, (1989), Comparison of Rb-Sr and K-Ar Dates of Middle Eocen Bentonite and Glaukonites, Southeastern Atlantic Coast Palin, Bulletin Am. Geol. Society, Vol 101.
- Liong, T.H, (1992) Konsep Fisika Modern, edisi keempat, Erlangga, Jakarta.
- Odin, (1992), Numerical Dating in Stratigraphy, John Willey and Sons, United Kingdom.
- Richard Foster Flint, Brian J.Skinner, Physical Geology 2 ed, (1977), John Wiley & Sons, New York.
- Selly, (1976), An Introduction to Sedimentology, Academic press Inc, New York.
- Geyh, M.A., (1986), Jakarta Groundwater Study Isotope Investigation, Unpubl. report, p.2, Direktorat of Enviromental Geology, Bandung.
- Geyh, M.A., Backhaus, (1978), Hydrodynamic Aspects of Carbon-14 Groundwater Dating, Isotop Hydrology, p.631-638.
- Wandono, Indrojono, Manarung, Syafalni, Zainal Abidin, (1985), Groundwater Studies in Jakarta and Vicinity, Unpubl.report, p.16-18, Center the Aplication of Isotopes and Radiation, National Atomic Energy Agency, Jakarta.