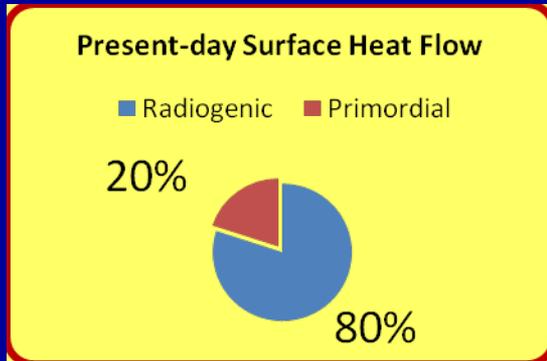
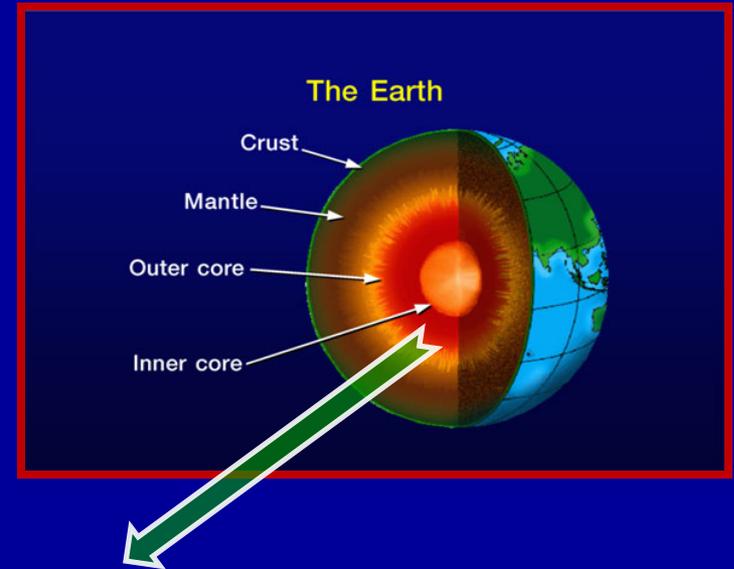


1. La Terra è un "Heat Engine"

Le due principali sorgenti di calore terrestre sono

Calore primordiale: è quello rimasto dal tempo dell'accrezione e della separazione del ferro nel nucleo.

Calore radioattivo: decadimento di un elemento in un altro. I principali elementi produttori di calore nella Terra sono U, Th e K.



Isotope	H (W kg ⁻¹)	H (cal g ⁻¹ s ⁻¹)	$\tau_{1/2}$ (yr)	Concentration(kg kg ⁻¹)
²³⁸ U	9.37×10^{-5}	2.24×10^{-8}	4.47×10^9	25.5×10^{-9}
²³⁵ U	5.69×10^{-4}	1.36×10^{-7}	7.04×10^8	0.185×10^{-9}
U	9.71×10^{-5}	2.32×10^{-8}		25.7×10^{-9}
²³² Th	2.69×10^{-5}	6.44×10^{-9}	1.04×10^{10}	203×10^{-9}
⁴⁰ K	2.79×10^{-5}	6.68×10^{-9}	1.25×10^9	32.9×10^{-9}
K	3.58×10^{-9}	8.55×10^{-13}		25.7×10^{-5}

2. La Terra si sta raffreddando

- La Terra è più calda dello Spazio. Così il calore fluisce verso l'esterno, con un raffreddamento continuo nel tempo.

Il raffreddamento è lento: durante i tempi geologici la Terra ha diminuito la sua temperatura. Quella del mantello ha perso non più di 3-350 ° C in 3 Ga. A livello superficiale la stima è di circa 1000 ° C.

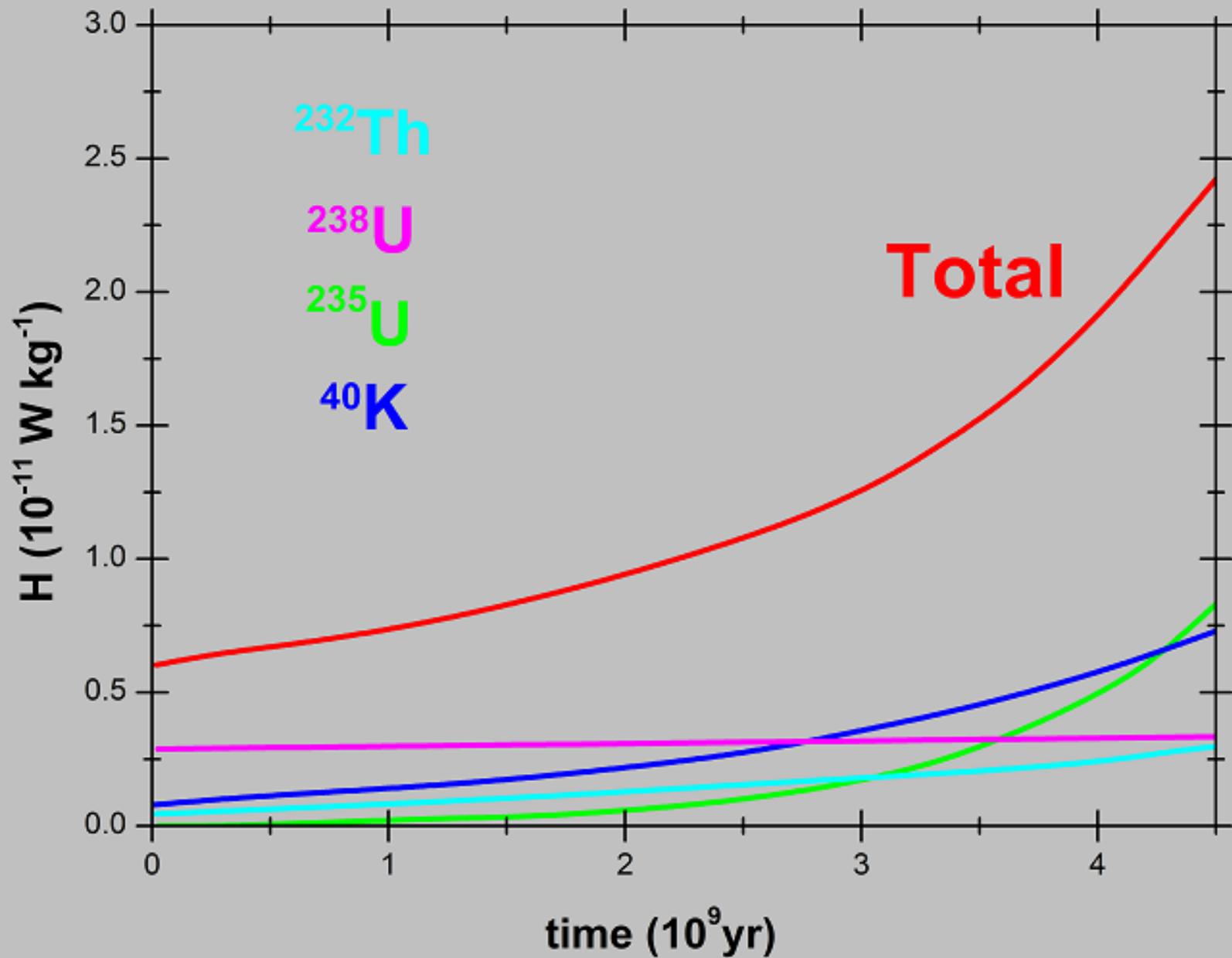
- Gli isotopi radioattivi decadono, come ultimo processo, in isotopi stabili:



La produzione di calore dovuta al decadimento radioattivo diminuisce con il tempo: il calore "radioattivo" di 3 Ga era circa il doppio di quello attuale.



Meno calore quindi è trasportato in superficie.



La graduale perdita di calore attraverso la superficie della Terra è detta **flusso di calore**

Misura della quantità di calore che sfugge verso l'esterno per secondo da una certa area

Flusso di calore

Si misura in Heat Flow Unit (hfu): $1\text{hfu} = 10^{-6} \text{ cal/cm}^2/\text{sec}$

Eterogeneo a livello planetario

Meccanismi di trasferimento di calore

Conduzione

(Interazioni molecolari e atomiche)

Convezione

(Movimenti di molecole)

Radiazione

(Radiazione Elettromagnetica)

Advezione

(Movimenti meccanici)

mWm^{-2}

Le sorgenti di calore interno della Terra

- 1) Calore derivante dall'accrezione terrestre
- 2) Calore dalla formazione del nucleo
- 3) Calore dalle maree
- 4) Calore da sorgenti radiogeniche superficiali
- 5) Calore da processi tettonici

(1) & (2) contribuiscono al calore globale generale.

(3) contribuisce per il 10% del livello termale generale.

(4) contribuisce per il 35% al livello termale generale. E' associato al decadimento di elementi radioattivi: Uranio, Thorio, Potassio.

(5) E' associato ai processi tettonici (rifting, spreading e subduction).

Aree tettoniche giovani: HF ↑, Aree antiche HF ↓

Perdita di calore terrestre → **75% dagli Oceani** (dorsali oceaniche) + **25% dai Continenti** (uplifting e subduzione)

La graduale perdita di calore attraverso la superficie della Terra è detta **flusso di calore**

Flusso di calore

Misura della quantità di calore che sfugge verso l'esterno per secondo da una certa area

Il gradiente geotermico esprime la variazione della temperatura con la profondità

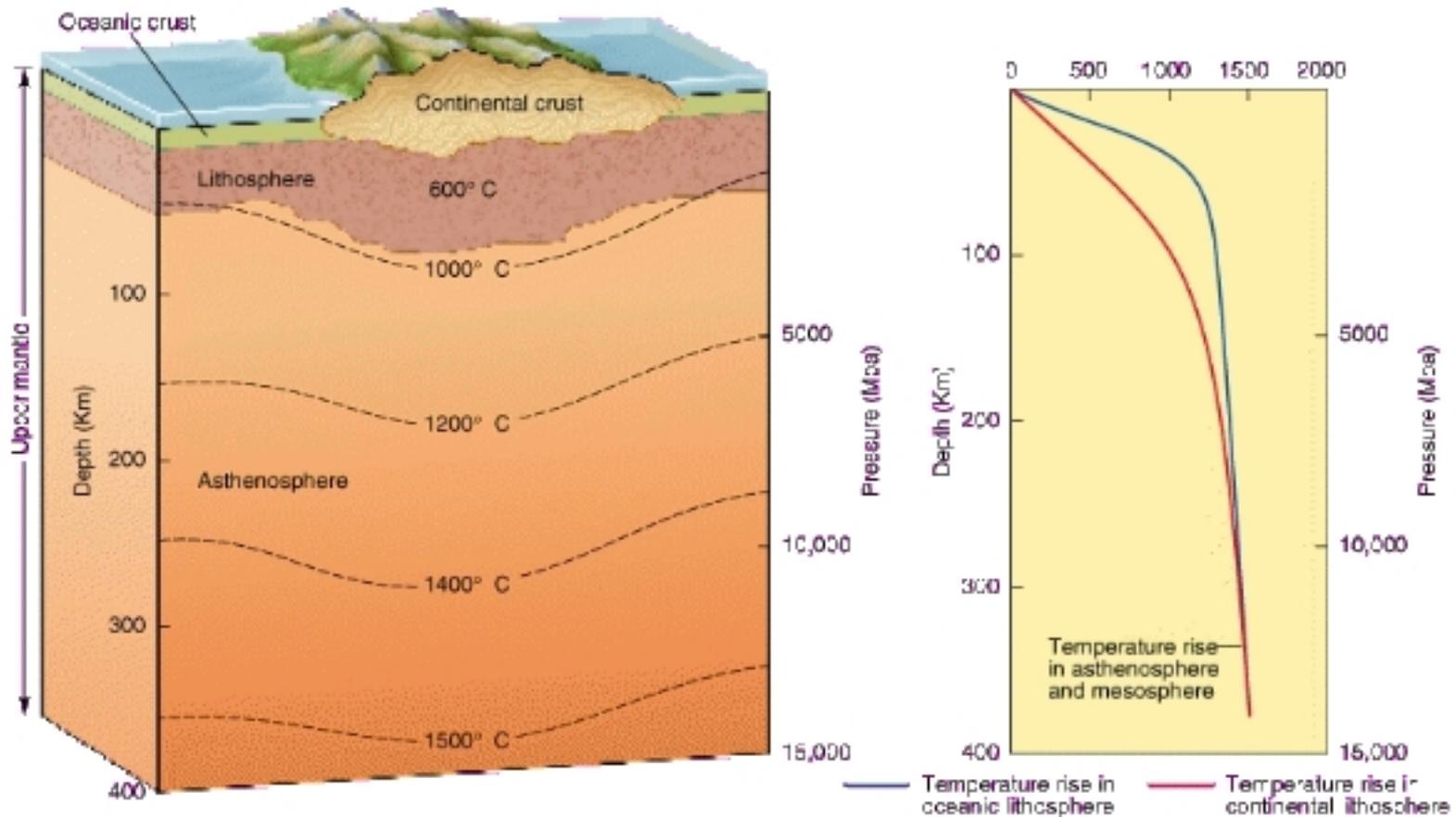
Il gradiente geotermico superficiale di $\sim 30^\circ \text{ C/km}$ non può essere sostenuto a grandi profondità, altrimenti le porzioni interne del Pianeta fonderebbero.

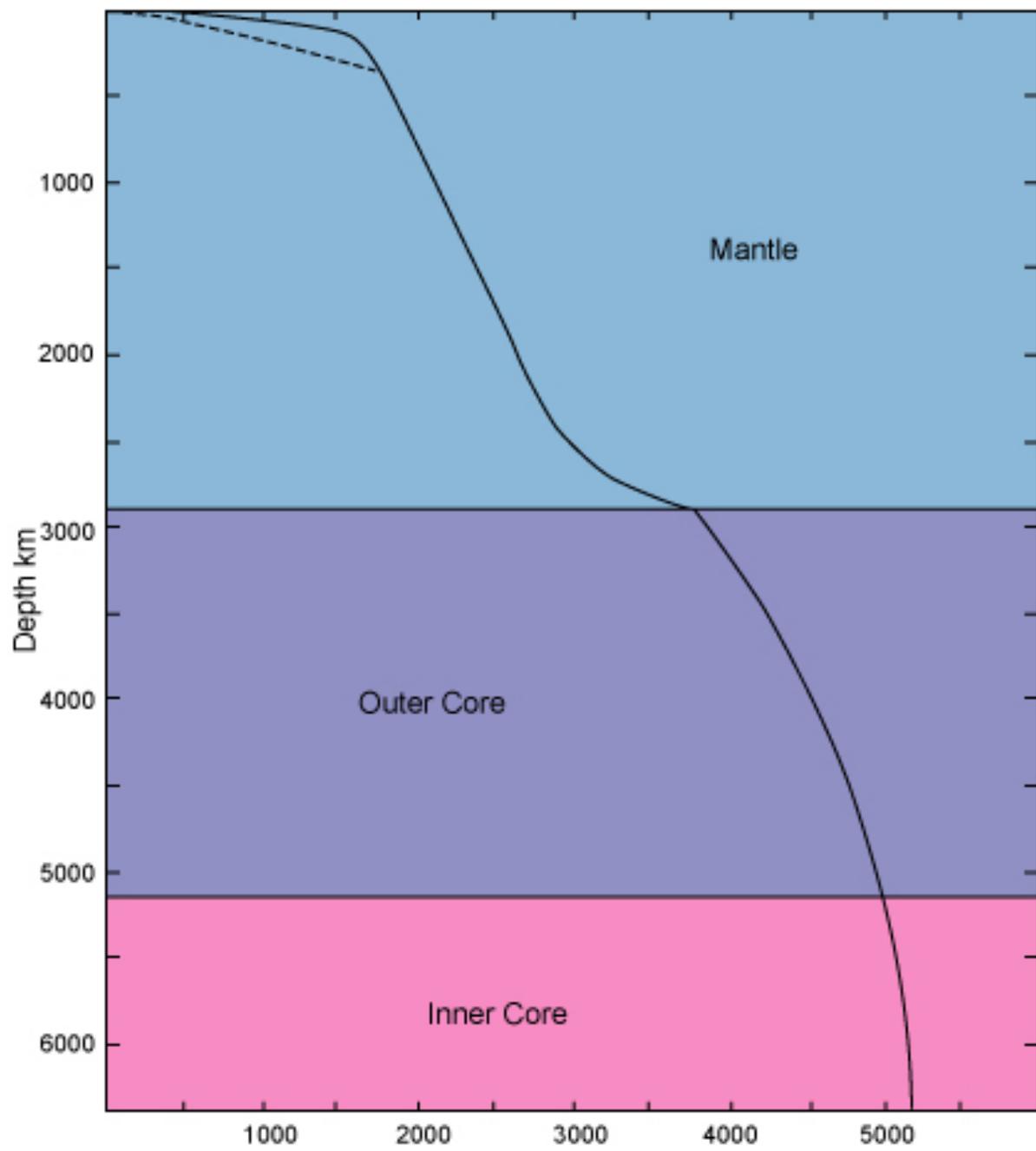
Si misura in Heat Flow Unit (hfu): $1\text{hfu} = 10^{-6} \text{ cal/cm}^2/\text{sec}$

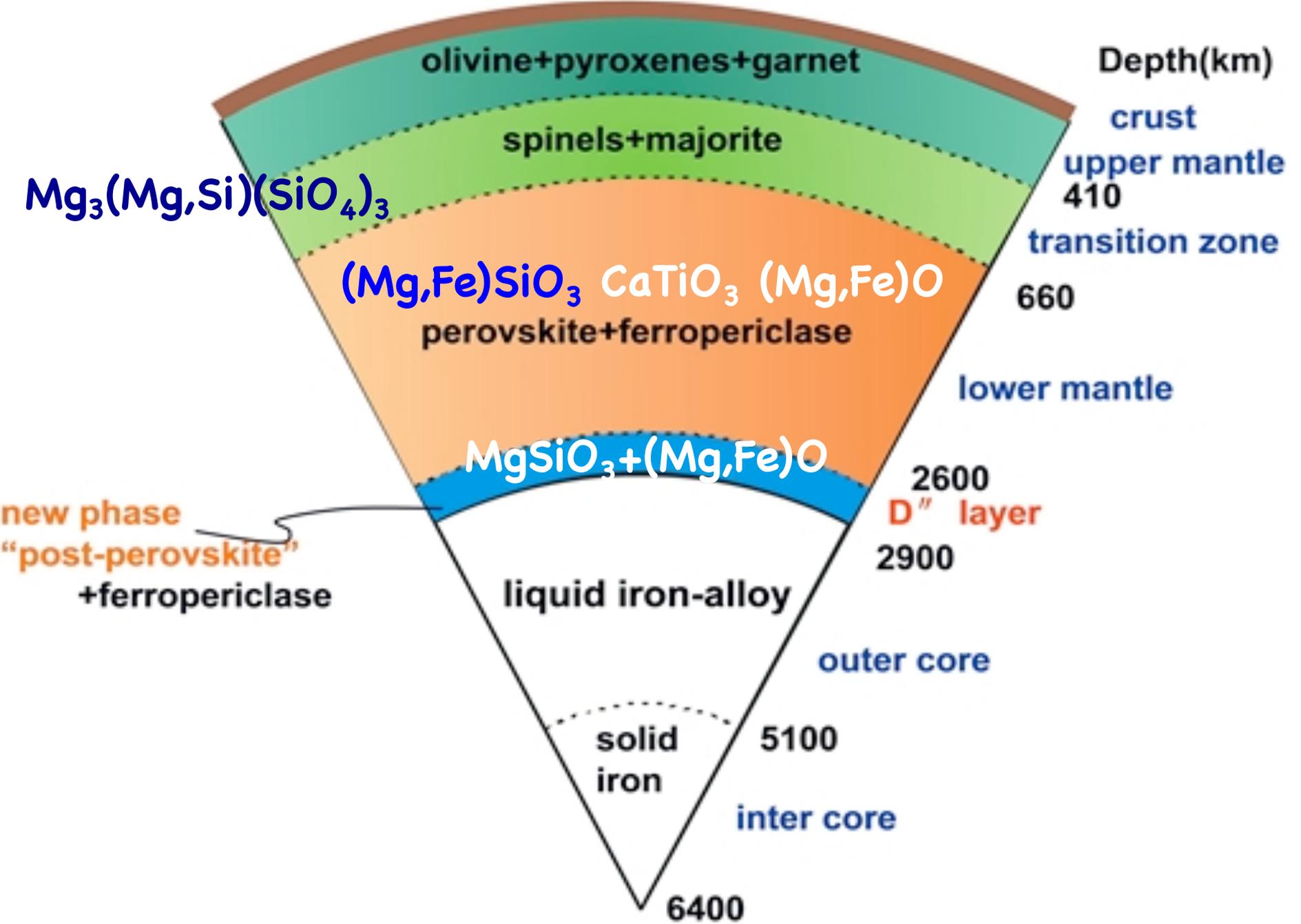
mWm^{-2}

Magma Formation

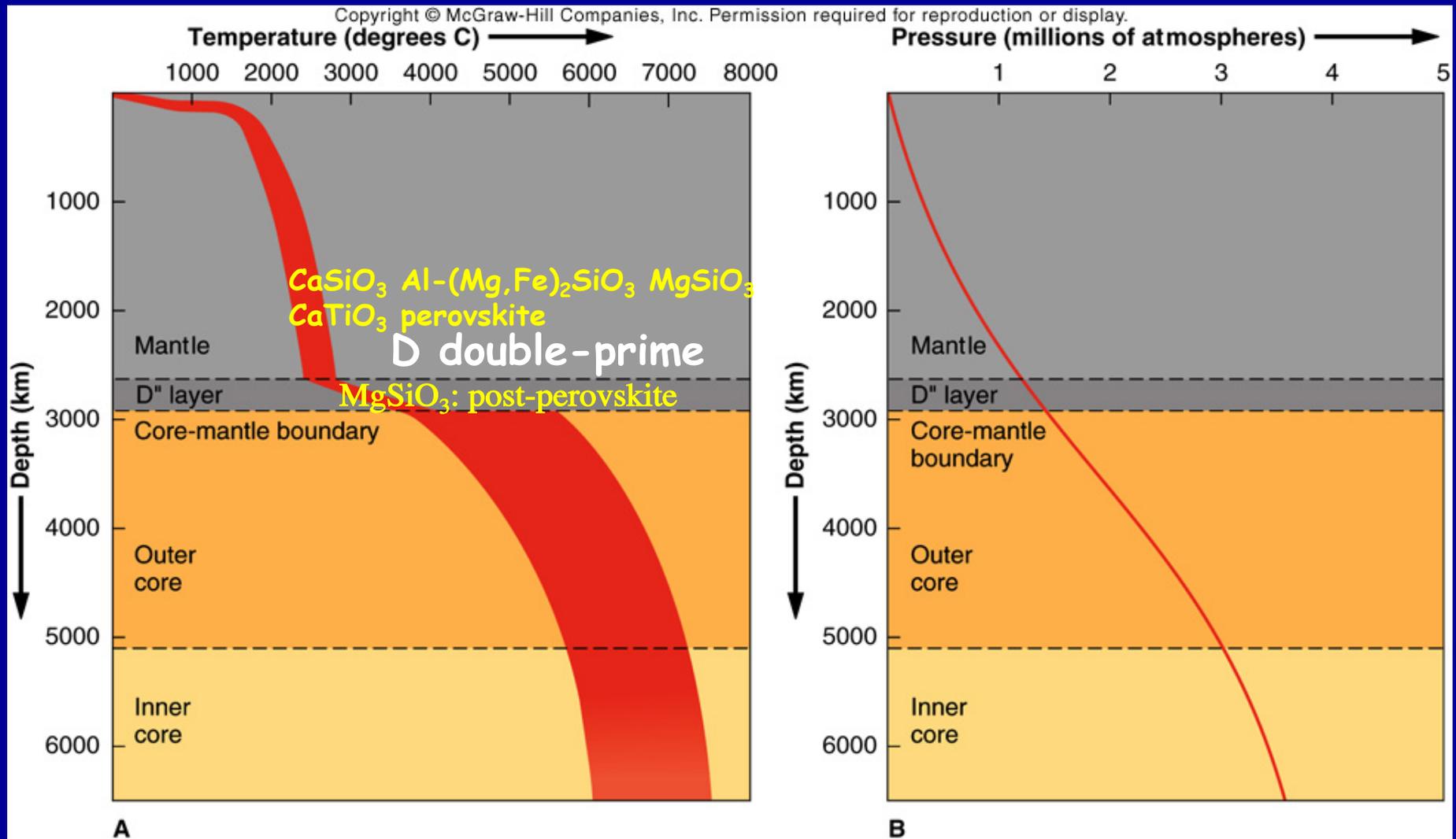
The Geothermal Gradient







Gradiente geotermico terrestre



Il gradiente superficiale di $\sim 30^\circ \text{C/km}$ non può essere sostenuto a grandi profondità, altrimenti le porzioni interne del Pianeta fonderebbero.

Prima Legge di Fourier

$$q = \lambda \frac{dT}{dz}$$

q : flusso di calore

dT/dz : Gradiente di temperatura (geotermico)

λ : Conducibilità termica (attitudine di una sostanza a trasmettere calore)

$1 \text{ hf.u.} = 10^{-6} \text{ cal/cm}^2/\text{sec}$
 mW/m^2

Conducibilità termiche (λ) di alcuni minerali:

Metalli nativi (grafite e diamante)	120 $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$
Solfuri	19
Ossidi	11.8
Fluoruri e cloruri	6
Carbonati	4
Silicati e Solfati	3.3
Nitrati	2.1
Metalli nativi / non metalli (selenio, zolfo)	0.85

Table 3.6

Average Heat Flow for Continents^a and Oceans^b According to Various Geological Units

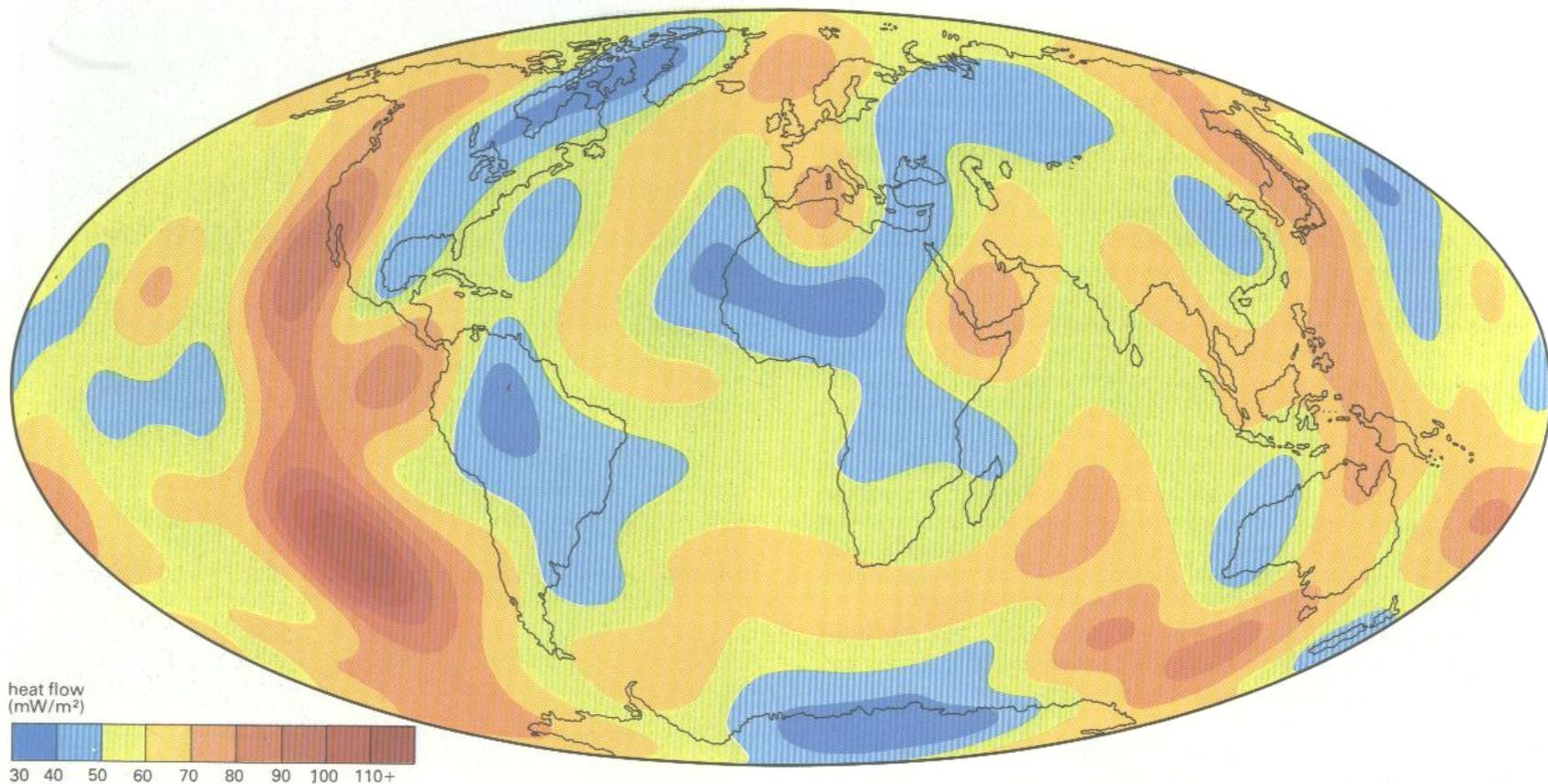
Tectonic region	Number of data	Mean heat flow (mW/m ²)	Standard deviation
<i>All continents</i>	1753	61	31
Archean	136	41	10.8
Proterozoic	78	51	20.6
Phanerozoic (non-orogenic)	265	54	20.3
Early Paleozoic	88	52	16.7
Late Paleozoic	514	61	18.3
Mesozoic	85	73	29.1
Tertiary	587	71	36.7
<i>All Oceans</i>	2468	61.4	33
Trenches	78	49	29
Basins	683	53	22
Margins	642	75	39
Mid-oceanic ridges	1065	80	62 (!)

^a From Chapman (1985).

^b From Sass (1971).

Flusso di calore regionale

- Intera Terra (80 mW m^{-2})
- Oceani (100 mW m^{-2})
- Continenti (40 mW m^{-2})
- Aree attive tettonicamente ($80\text{-}90 \text{ mW m}^{-2}$)
- Cratoni stabili ($30\text{-}40 \text{ mW m}^{-2}$)

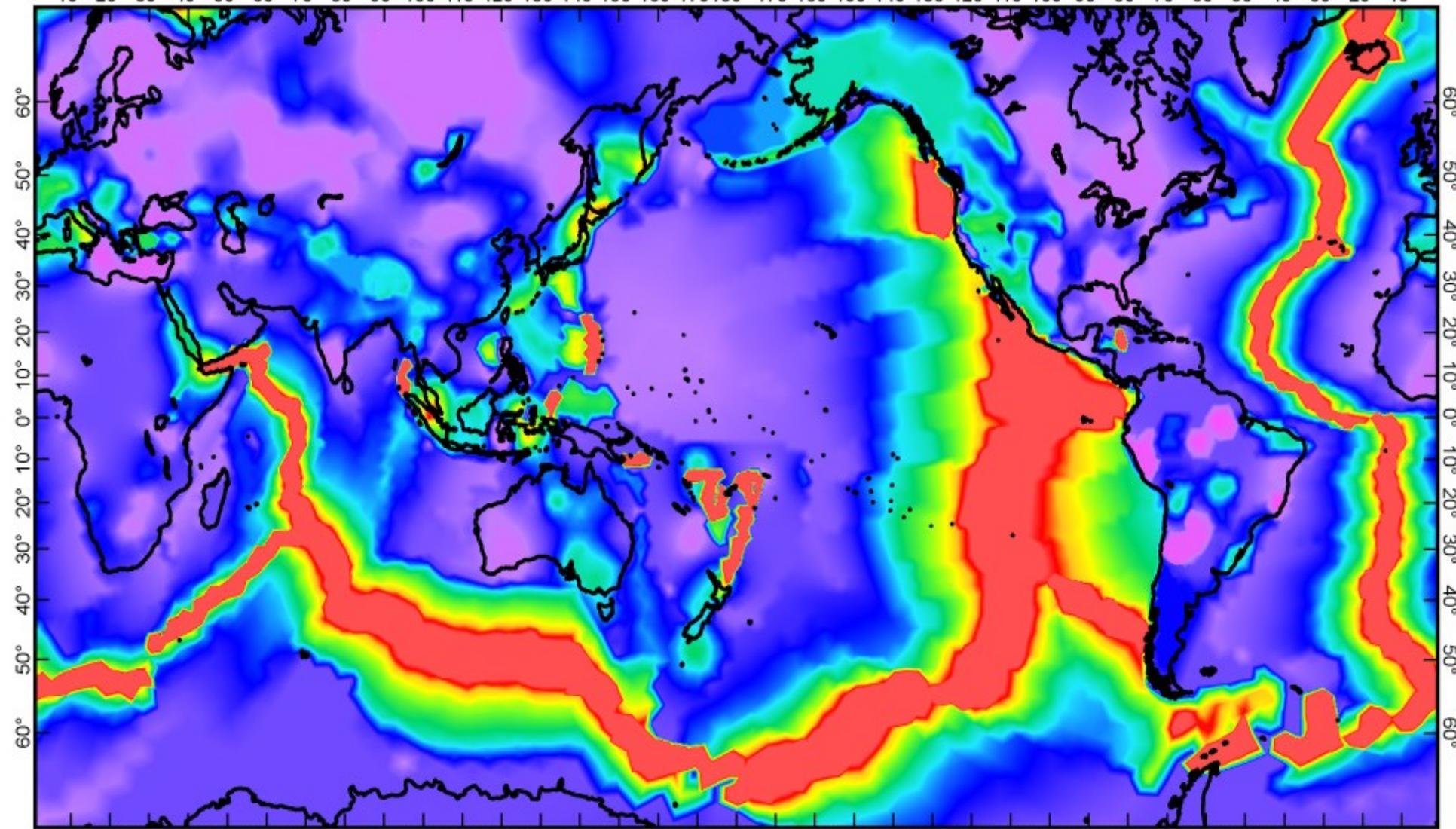


9.20: Heat-flow map of the world. The map is based on 5000 terrestrial measurements of heat flow, with contours every 10 milliwatts per square metre. The map shows that the zones of highest heat flow occur over active ocean ridges and the zones of lowest heat flow occur within geologically ancient continental interiors and in the older parts of the ocean basins remote from the ocean ridges.

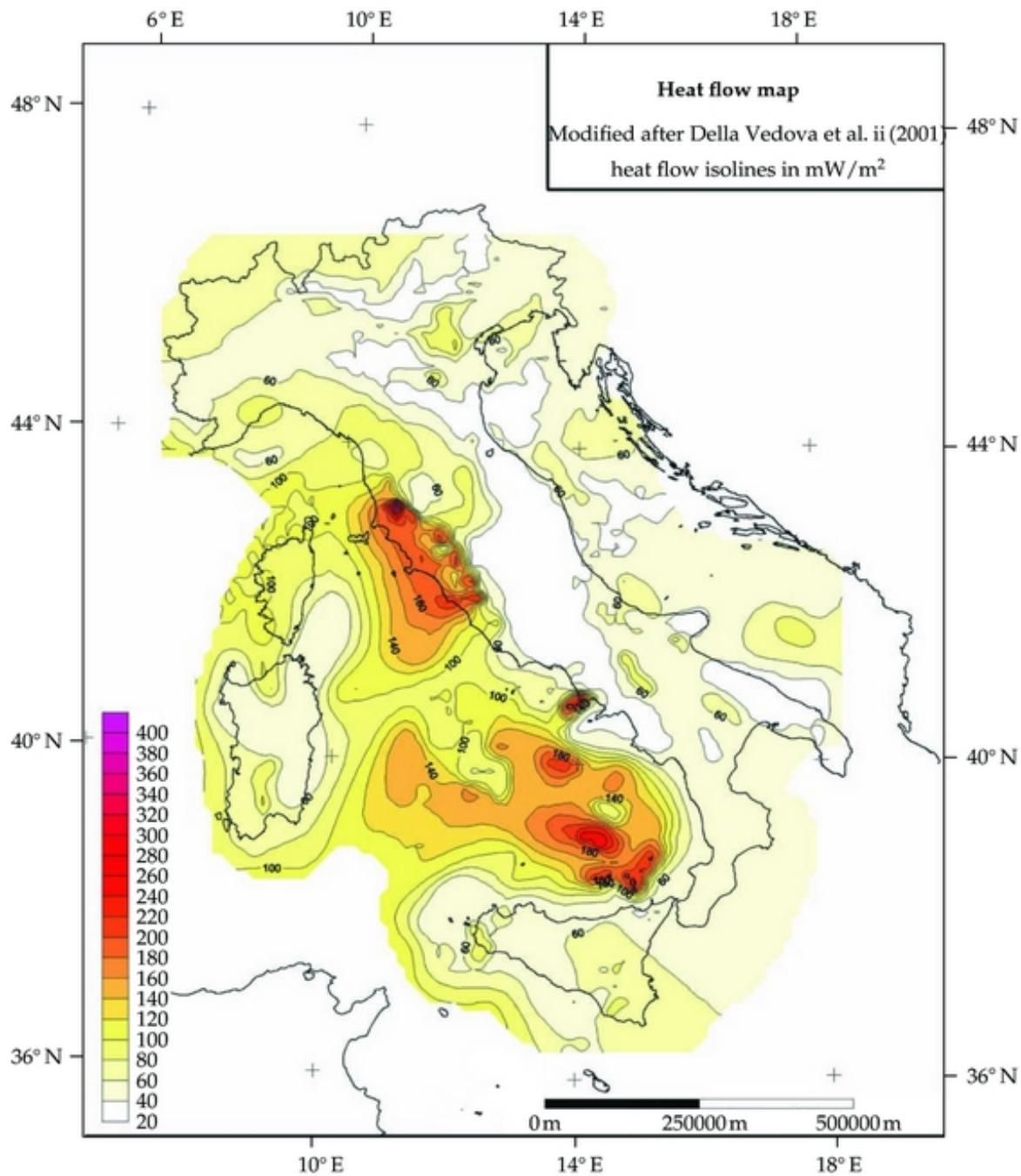
9.21: Subsurface temperature distribution at 1500 m depth beneath central and western Europe based on data from deep boreholes and extrapolations using near-surface heat flow/thermal conductivity measurements. Notable high-temperature zones are the active volcanic areas of Italy, the Massif Central and the Rhine Valley; the deep sedimentary basin centred on Paris, and the radioisotope enriched crystalline massif of south-west England.

Heat Flow
Earth5E.feg

10° 20° 30° 40° 50° 60° 70° 80° 90° 100° 110° 120° 130° 140° 150° 160° 170° 180° 170° 160° 150° 140° 130° 120° 110° 100° 90° 80° 70° 60° 50° 40° 30° 20° 10°

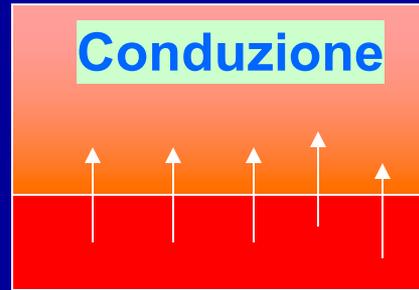


0.036 0.06 0.09 0.12 0.15 0.18 0.21 0.24 0.27 0.3 W/m²



Flusso di calore: rilascio di calore dall'interno verso la superficie.

- Conduzione



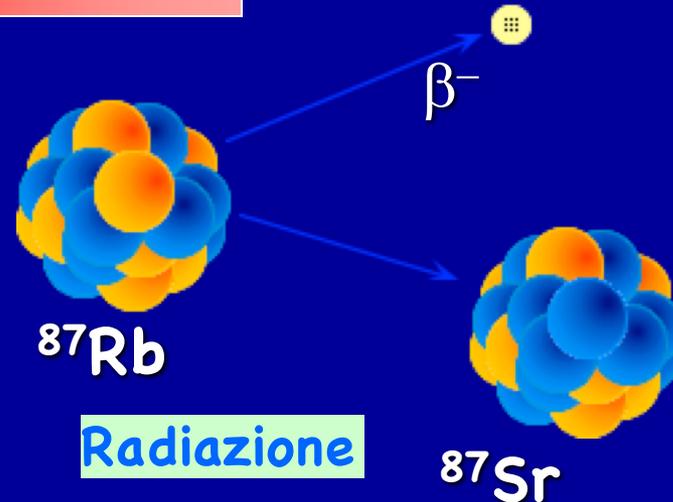
- Convezione



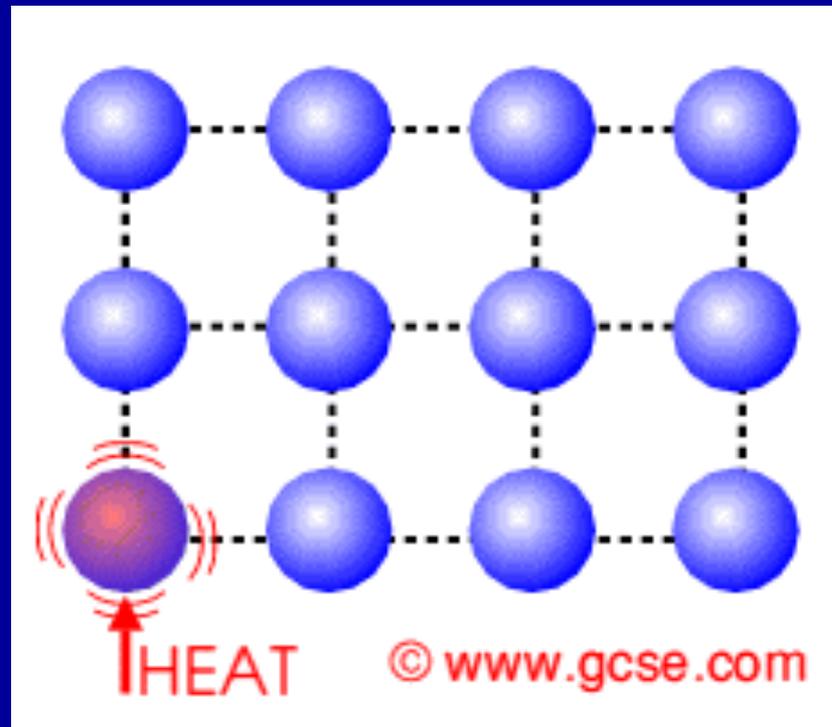
- Advezione



- Decadimento radioattivo



Conduzione



Propagazione dell'energia solo per contatto diretto delle varie parti del sistema.

Interazioni della struttura cristallina

Calore \uparrow \rightarrow Vibrazioni atomiche \uparrow

\rightarrow Flusso di calore per conduzione

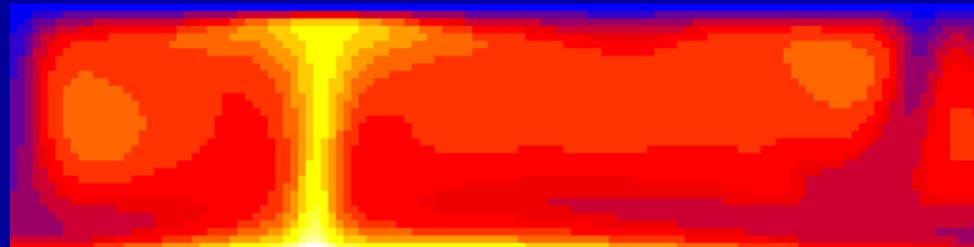
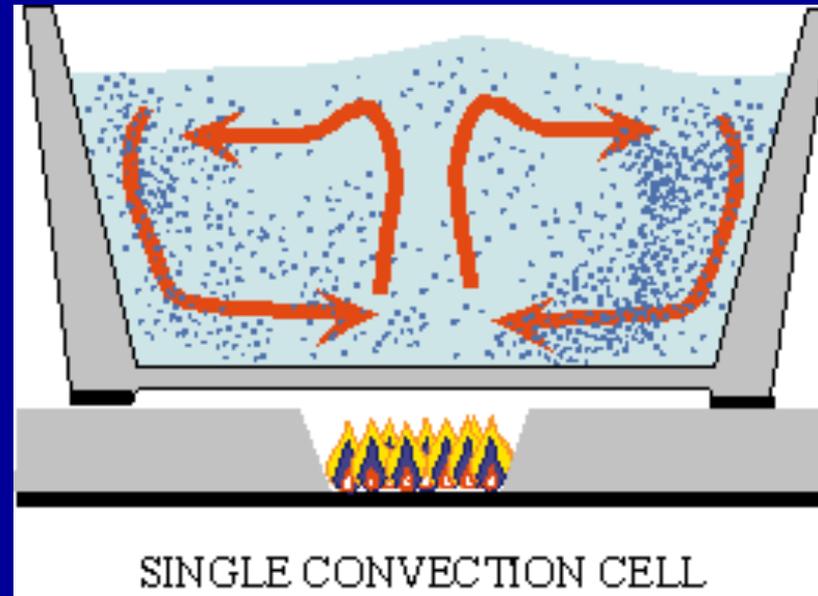
Caldo

Freddo

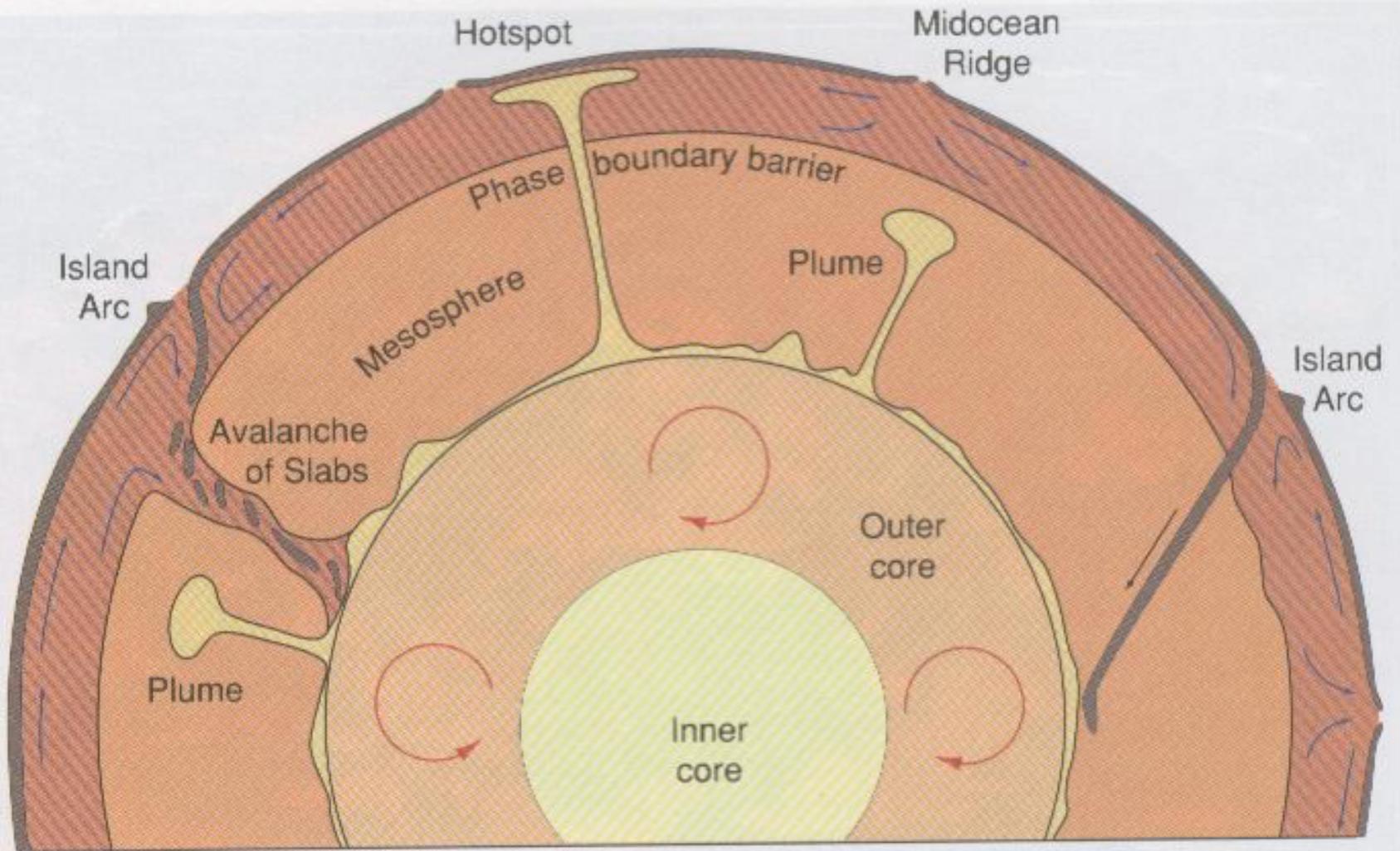
((•)) ((•)) ((•)) • • •
((•)) ((•)) ((•)) • • •

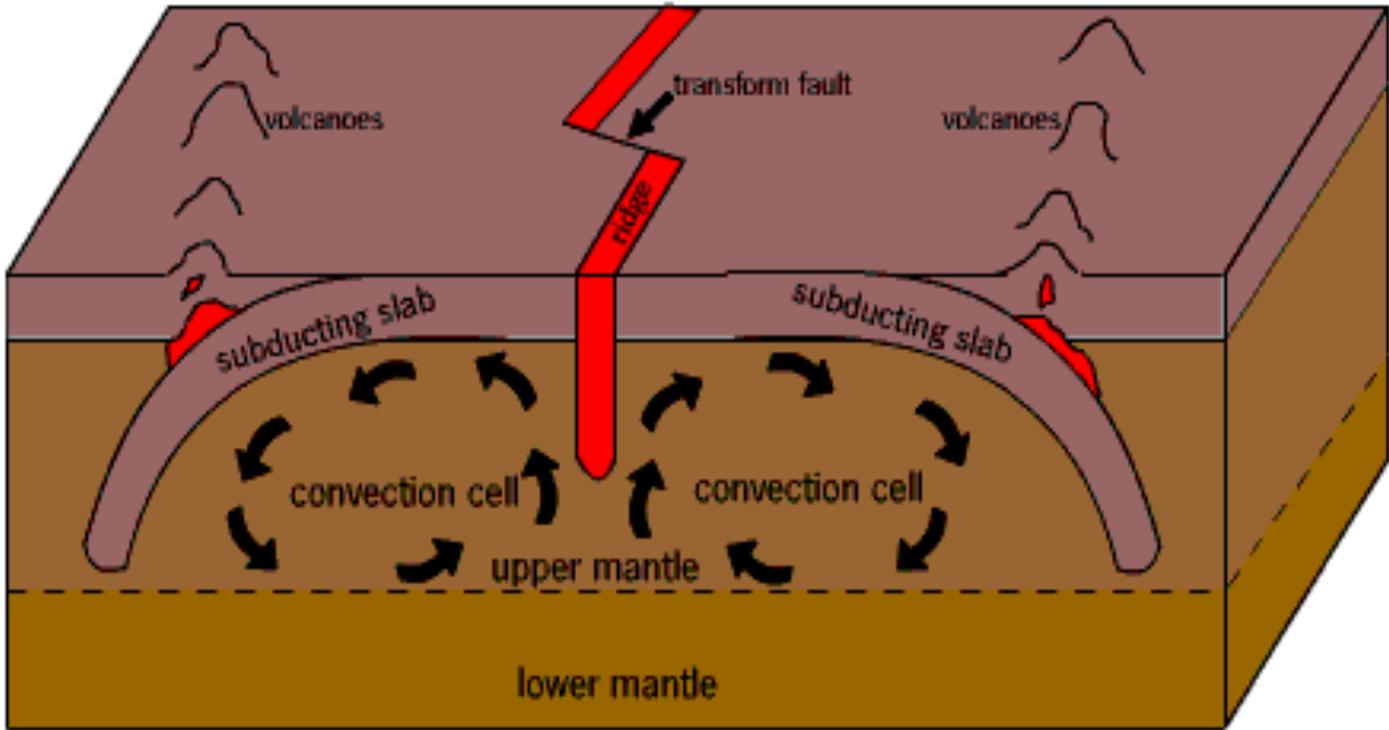
**Rocce e suoli sono scarsi
conduttori di calore**

Convezione



Circolazione verticale in cui fluidi caldi salgono e raffreddandosi scendono.





Alto flusso di calore

- Attività magmatica e vulcanica
- Pennacchi (bulge) mantellici (mantle upwelling)
- Dorsali oceaniche
- Punti caldi
- Vulcani di fango
- Geysers
- Acque termali
- Diapirismo

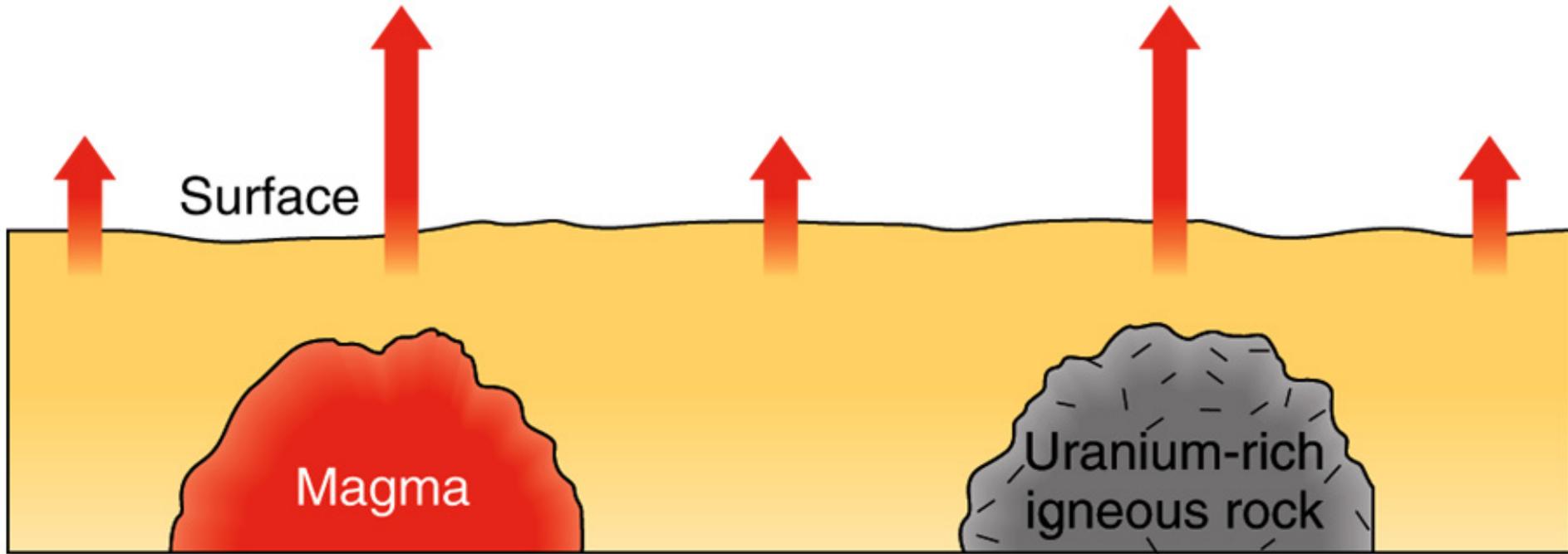
Gradiente geotermico NORMALE: 2-3 °C/100m

Gradiente geotermico ECONOMICAMENTE sfruttabile: 7 °C/100m

Sorgenti di calore superficiali

Copyright © McGraw-Hill Companies, Inc. Permission required for reproduction or display.

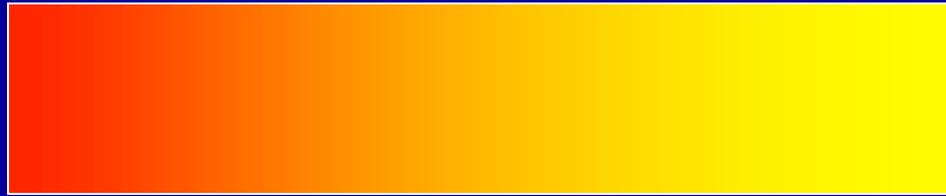
Heat flow



I magmi basaltici hanno temperature anche $>1150^{\circ}\text{C}$, mentre le temperature crustali a 10 km di profondità sono di ca. 250°C , con un ΔT of $\sim 900^{\circ}\text{C}$ che deve essere dissipato.

I graniti sono ricchi in U, Th, e K, il cui decadimento genera sostanzialmente calore

ADVEZIONE



Trasporto laterale che riguarda solamente fasi fluide (liquidi e gas)

Un esempio di advezione è il trasporto di contaminanti in un fiume. Il movimento dell'acqua trasporta le impurezze in direzione della corrente. Un'altra sostanza comunemente advetta è il calore trasportato da acqua, aria o qualunque altro fluido.

Energia geotermica

L'energia geotermica deriva dal calore contenuto "dentro" il Pianeta e creata dalla pressione, da masse fuse e dal decadimento radioattivo.

"In prossimità" della superficie terrestre, l'energia geotermica è in grado di portare ad ebollizione l'acqua il cui vapore può azionare le turbine.

E' un'energia rinnovabile in quanto l'alimentazione del calore è inesauribile.

Il primo sistema in cui è stata sfruttata l'energia geotermica per la produzione di energia elettrica è a LARDERELLO nel 1904.

Radiazione

Il calore è trasferito direttamente tra le porzioni distali di un corpo attraverso una radiazione elettromagnetica.

Radioattività: Variazioni spontanee in un nucleo atomico, accompagnate dall'emissione di energia (come radiazione) sempre dal nucleo.

Radioactive Isotopes Commonly Used for Determining Ages of Rocks

Isotope	Half-Life	Daughter Product
K-40	1.3 billion years	Ar-40
U-238	4.5 billion years	Pb-206
U-235	713 million years	Pb-207
Th-232	14.1 billion years	Pb-208
Rb-87	49 billion years	Sr-87
C-14	5,730 years	N-14

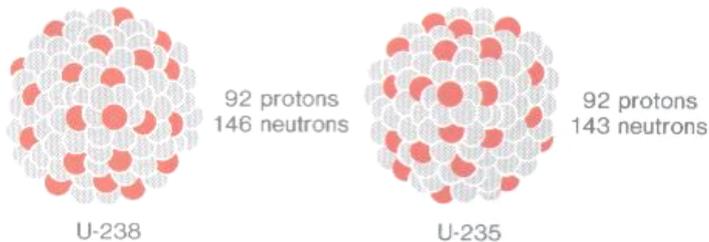


Figure 8.17
Nuclei of isotopes of U-238 and U-235.



Figure 8.18
U-238 disintegrates radioactively to Pb-206 (intermediate daughter products are not shown).

Table 3.5Typical Abundances of U, Th, and K for Various Terrestrial Crustal and Mantle Rocks^a

	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Heat production <i>A</i> ($\mu\text{W m}^3$)
Crustal rocks				
Silicic igneous rocks	4.0	16.0	3.3	2.5
Mafic igneous rocks	0.5	1.5	0.5	0.3
Shales	4.0	12.0	2.7	2.1
Carbonates	2.2	1.7	0.3	0.7
Beach sands	3.0	6.0	0.3	1.2
Possible mantle rocks				
Dunite	0.005	0.02	0.001	0.004
Eclogite	0.04	0.15	0.1	0.04
Oceanic lherzolite	0.02	0.06	0.005	0.01

^a From Sass (1971).

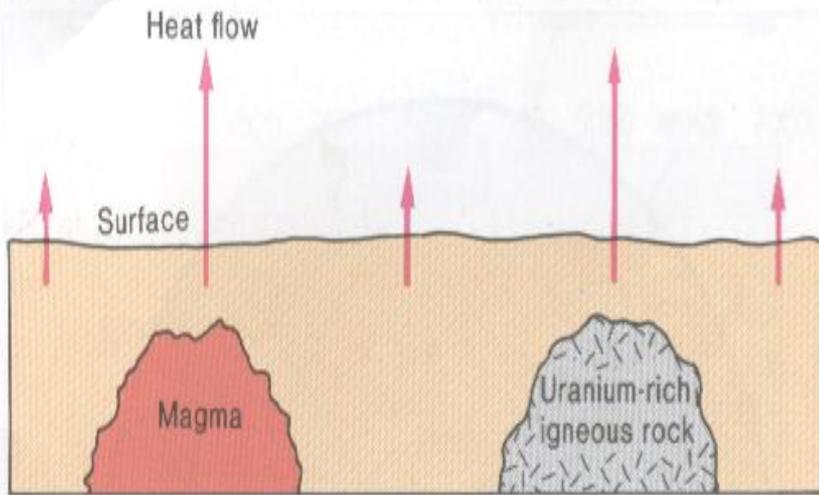


Figure 17.28

Some regions have higher heat flow than others; the amount of heat flow is indicated by the length of the arrow. Regions of high heat flow may be underlain by cooling magma or uranium-rich igneous rock.

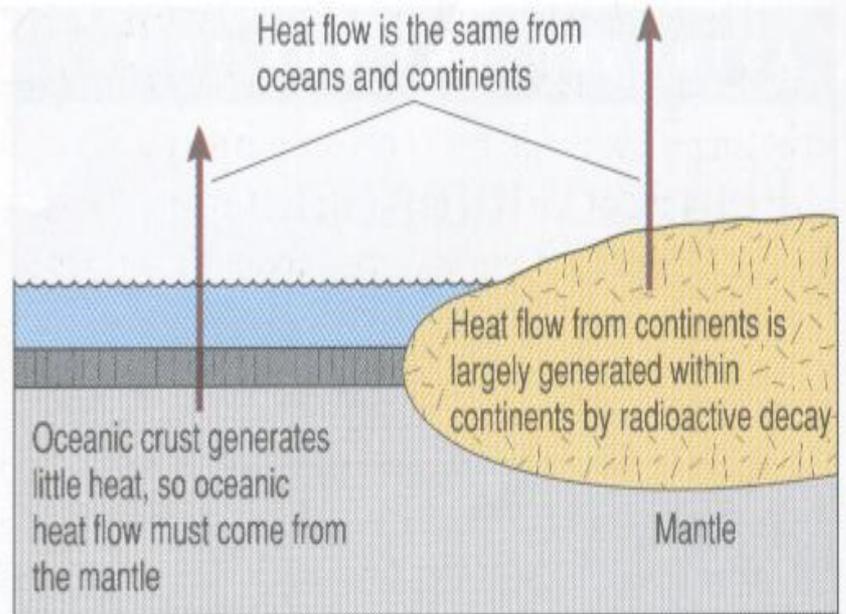


Figure 17.29

The average heat flow from oceans and continents is the same, but the origin of the heat differs from the ocean to continents.

Il decadimento radioattivo
come sorgente di calore e
come possibilità per la
datazione delle rocce

Geochimica Isotopica

- La Geocronologia e la Geochimica Isotopica hanno come scopo l'origine e l'evoluzione della TERRA mediante l'uso di traccianti geochimici e, attraverso l'applicazione di tecniche geocronologiche, la possibilità di dare una scala dei tempi per i processi e gli eventi geologici.
- Ricerche che usano isotopi ambientali assieme agli altri parametri chimici e geologici per la risoluzione di problemi ambientali, indagini sulle variazioni climatiche globali, datazione delle acque, monitoraggio in aree contaminate, identificazione delle sorgenti di inquinamento.

Paleontologia

Archeologia

Archeometallurgia

Paleoclimatologia

Geotermometria

Sorveglianza vulcanica e sismica

Geotermia

Isotopi stabili e instabili

Isotopi stabili: Qualsiasi isotopo che non produce un prodotto di decadimento, e.g. ^{39}K

Isotopi radioattivi o instabili: Qualsiasi isotopo che produce con il tempo un prodotto di decadimento misurabile, e.g. ^{40}K con tempo di dimezzamento di 1.28×10^9 y

Il calore prodotto dal decadimento di certe particelle nucleari (NUCLIDI) comporta l'emissione di particelle e di radiazione elettromagnetica ad elevata energia.

La RADIOATTIVITA' può essere definita come il processo subito da atomi con nuclei instabili in cui il nucleo rilascia energia sia come particelle con elevata energia cinetica sia come energia elettromagnetica.

Parte del calore perso nello spazio è sostituito dalla produzione di calore prodotta dal decadimento di U, Th, e K. ^{238}U e ^{232}Th sono i principali produttori di calore nel Pianeta. Seguiti da ^{235}U e ^{40}K , anche se erano più importanti nella parte preistorica della Terra. Essi decadono più velocemente e sono attualmente meno concentrati.

La maggior parte degli isotopi radioattivi sono concentrati nella crosta continentale. Ce ne sono quantità minori nella crosta oceanica e molto meno nel mantello. In pratica, gli isotopi radioattivi decrescono esponenzialmente (come quantità) con la profondità.

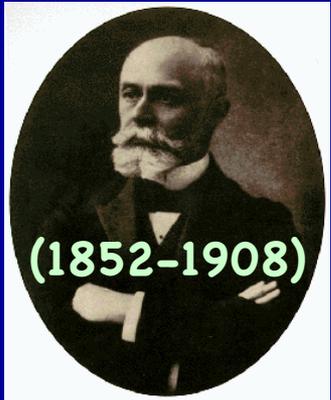
Atomi ed elementi

Nel 1803, John Dalton (1766-1844) descrisse l'atomo come lo conosciamo. Ai suoi tempi l'atomo era un "glob" caricato positivamente che conteneva elettroni sparsi. Alla fine del XIX secolo tre scienziati lavorando sia indipendentemente che concorrentialmente hanno aperto la strada alla comprensione delle potenzialità dell'atomo.

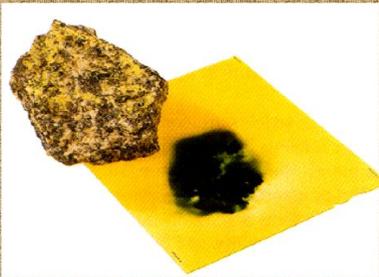
Arrossamento nel visibile dopo rimozione della sorgente di energia (UV)

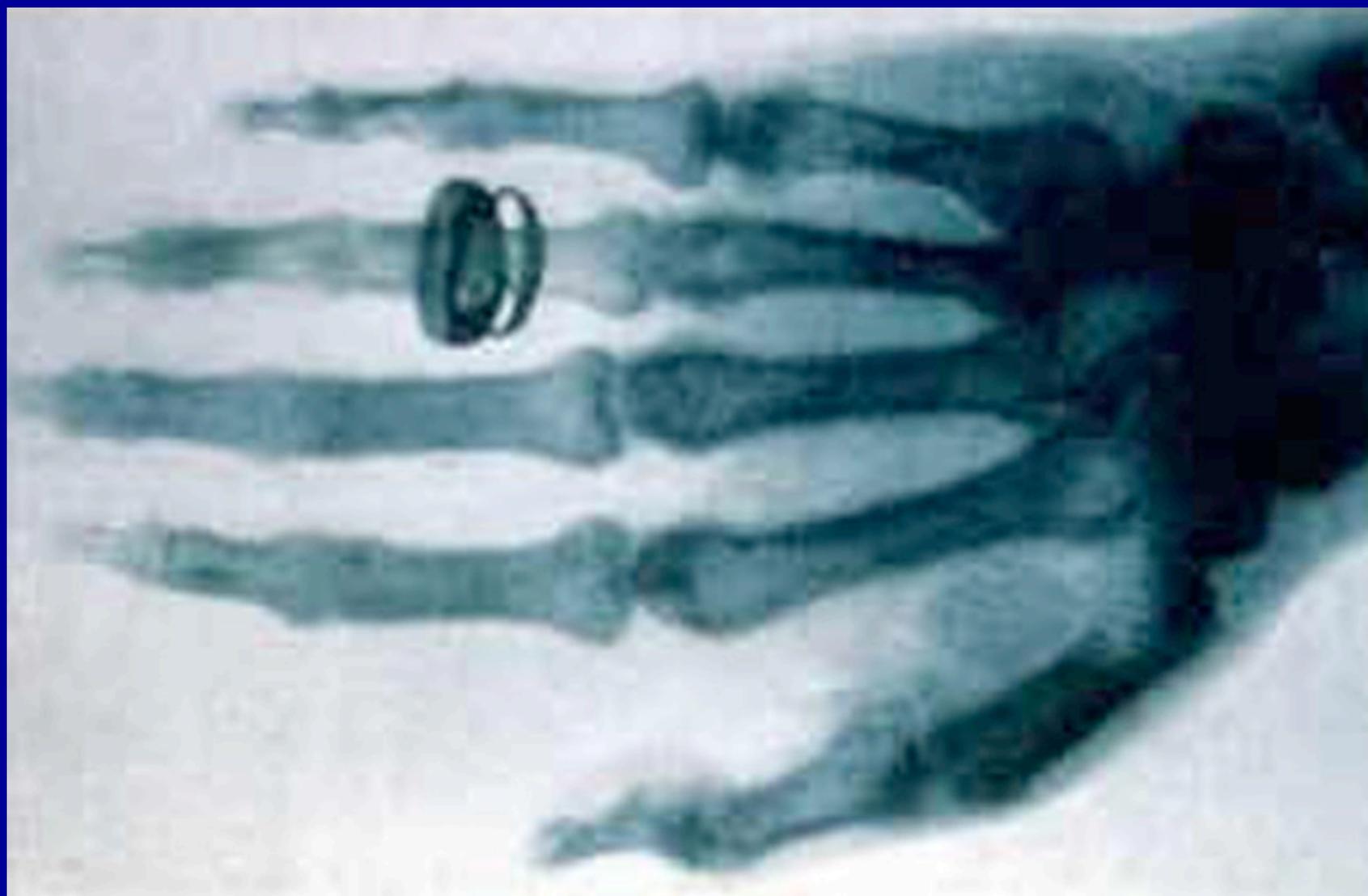
Antoine Henri Becquerel

Francese ed amico di Wilhelm Conrad Roentgen. Il 22 Dicembre 1895 Roentgen fotografò la mano della moglie mettendone a nudo lo scheletro. Becquerel studiò i fenomeni della **fluorescenza** e della **fosforescenza**. Nel 1896 fece casualmente una scoperta fondamentale. Mentre la fluorescenza terminava come la sorgente veniva spenta, la fosforescenza continuava ad emettere raggi. Nel Marzo 1896, non potendo utilizzare la luce del sole incartò i suoi campioni con della pellicola in un cassetto. Uno di questi campioni era un minerale di uranio!!



Arrossamento nel visibile quando esposto all'ultravioletto



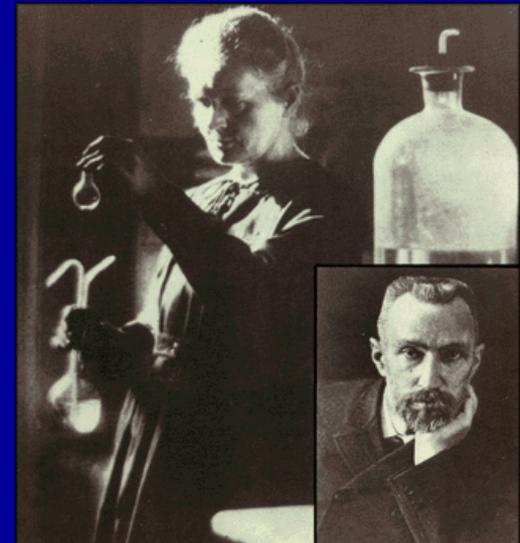


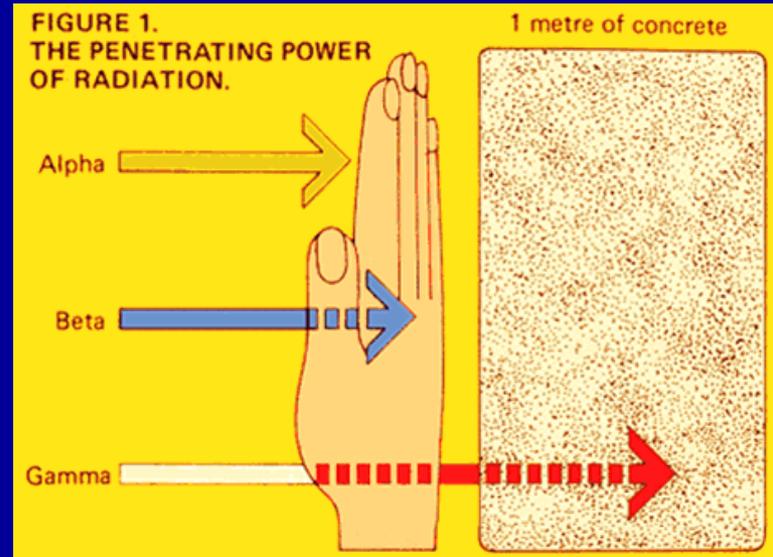
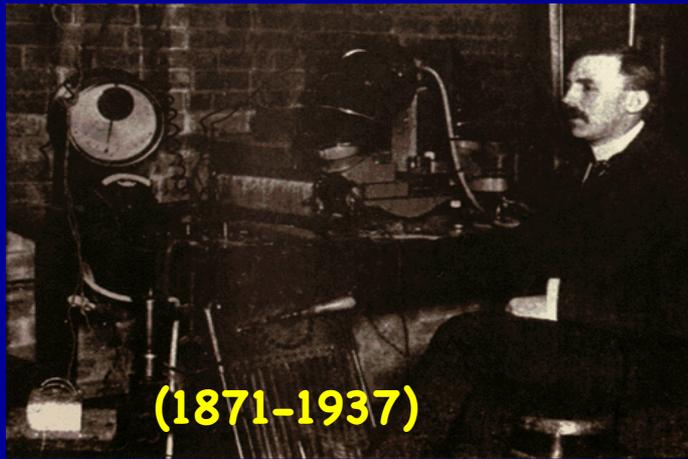
I coniugi Curie

Nel laboratorio di Becquerel, Marie Curie scrisse " *The subject seemed to us very attractive and all the more so because the question was entirely new and nothing yet had been written upon it.*"

Nello studiare la capacità di emissione di vari elementi il 17 Febbraio, 1898, i Curies stavano testando la pitchblenda (UO_2) e scoprirono che la corrente prodotta era 300 volte più forte di quella di puro U. Nel titolo del lavoro che descriveva un nuovo elemento (Polonio), essi introdussero il termine: "radioattivo". I Curie furono in grado di estrarre sia Po che Ra. Marie Curie (dopo la morte del marito) scoprì una diminuzione nel tasso di emissione radioattiva e tale decadimento poteva essere calcolato e predetto. Tuttavia, la sua più grande scoperta fu che "la radiazione è una proprietà atomica della materia".

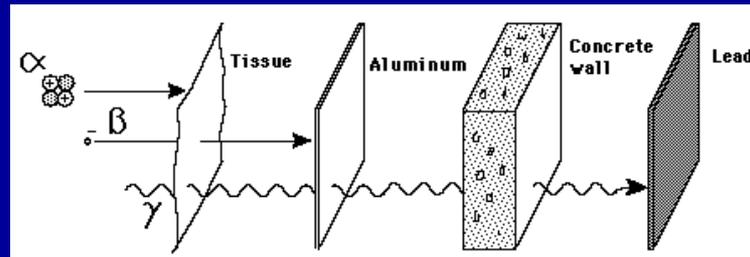
Pierre Curie (1859-1906)
Marie Curie (1867-1934)

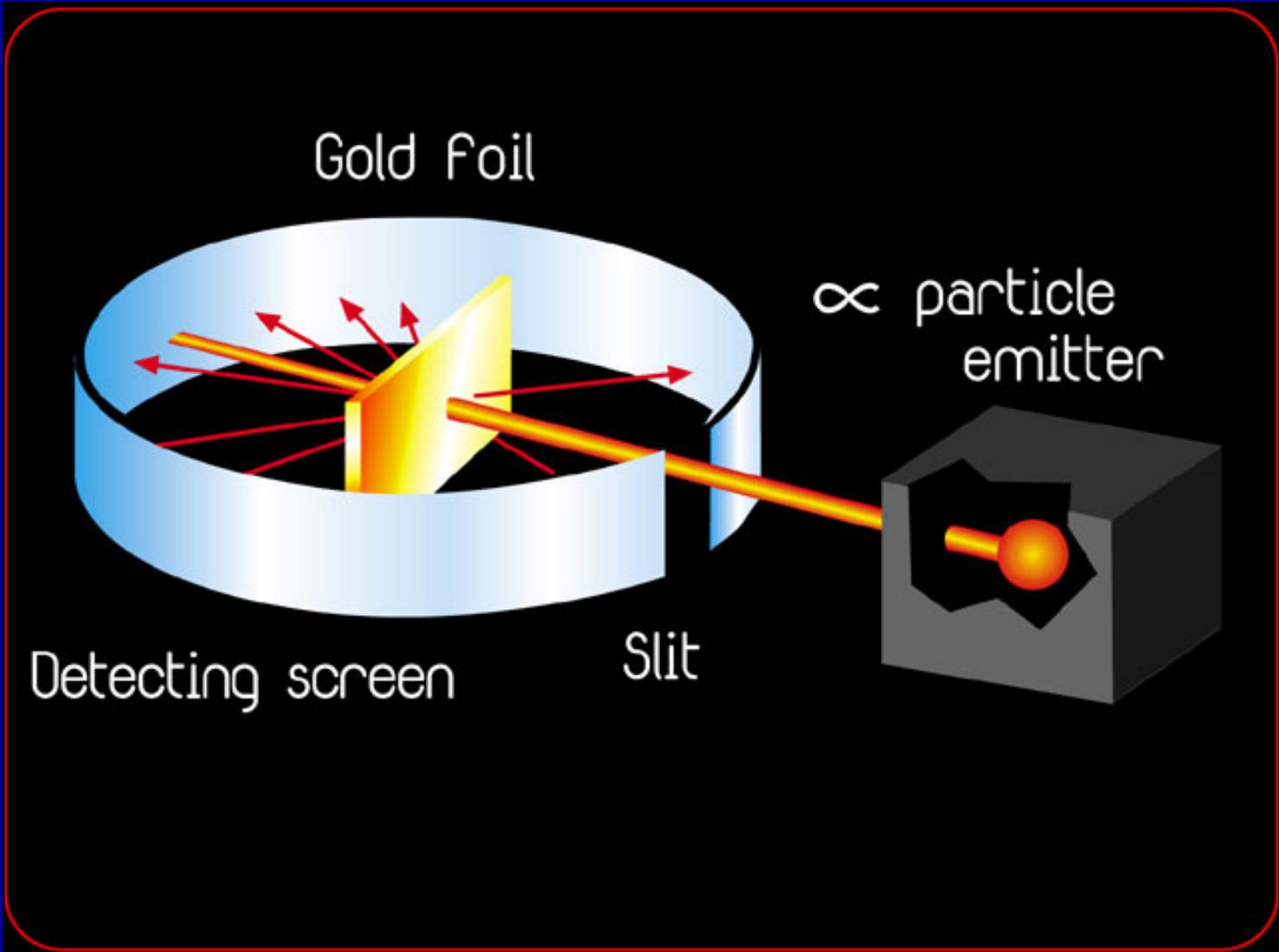




Ernest Rutherford

Nel 1911, Rutherford bombardò dei fogli d'oro con particelle (alfa) emesse da materiale radioattivo. La maggior parte delle particelle passò attraverso l'ostacolo indisturbata, suggerendo: i) il foglio era uno spazio vuoto piuttosto che un pezzo di atomi solidi; ii) le particelle "rimbalzate" invece indicavano la presenza di materia solida (nucleo). Egli dimostrò che gli elementi radioattivi subiscono un processo di decadimento nel tempo. E Rutherford fu il primo a trasmutare artificialmente un elemento in un altro, rivelando la contraddittoria potenza dell'atomo per usi sia benefici che distruttivi.

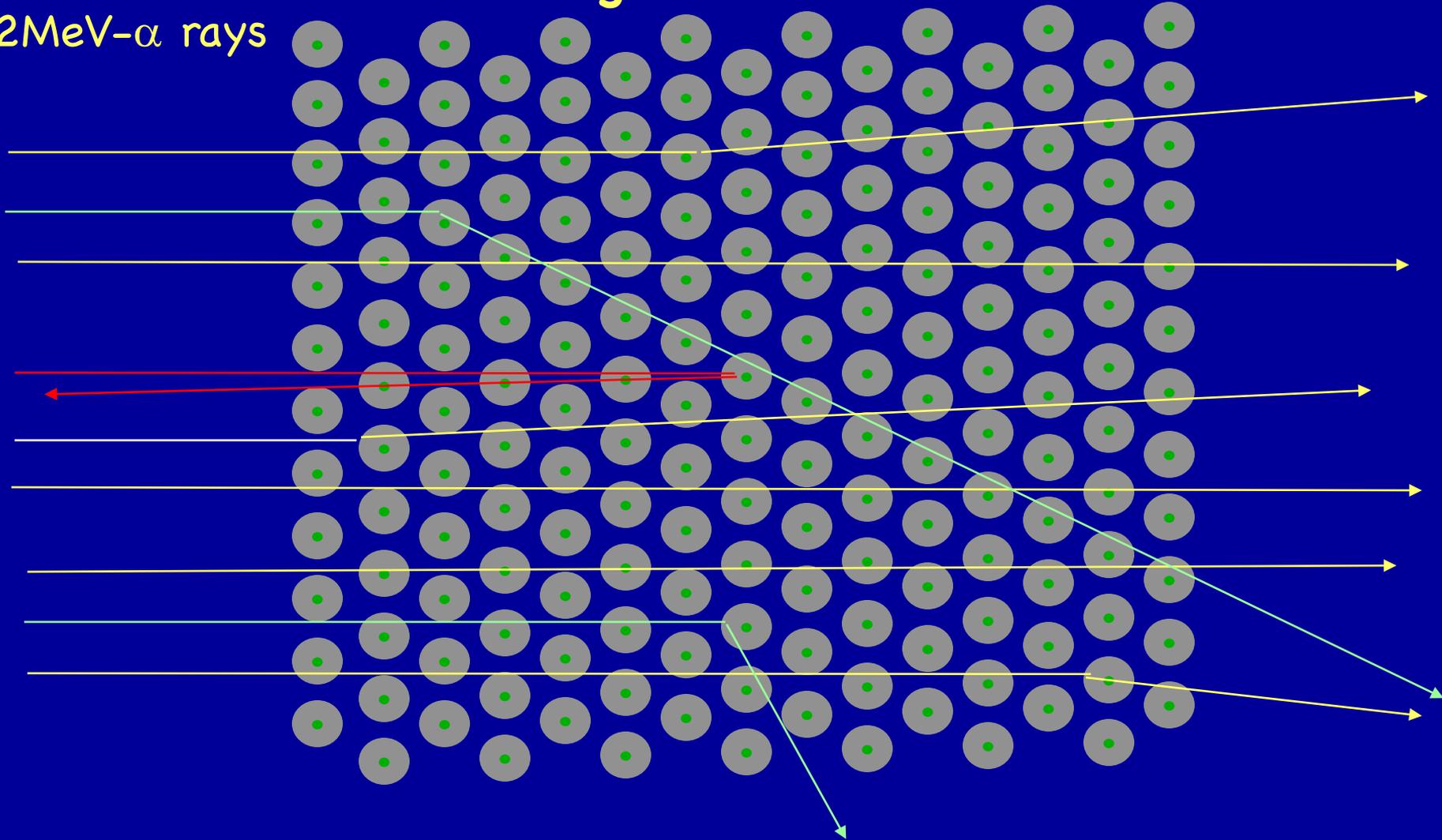




Scattering by nuclei

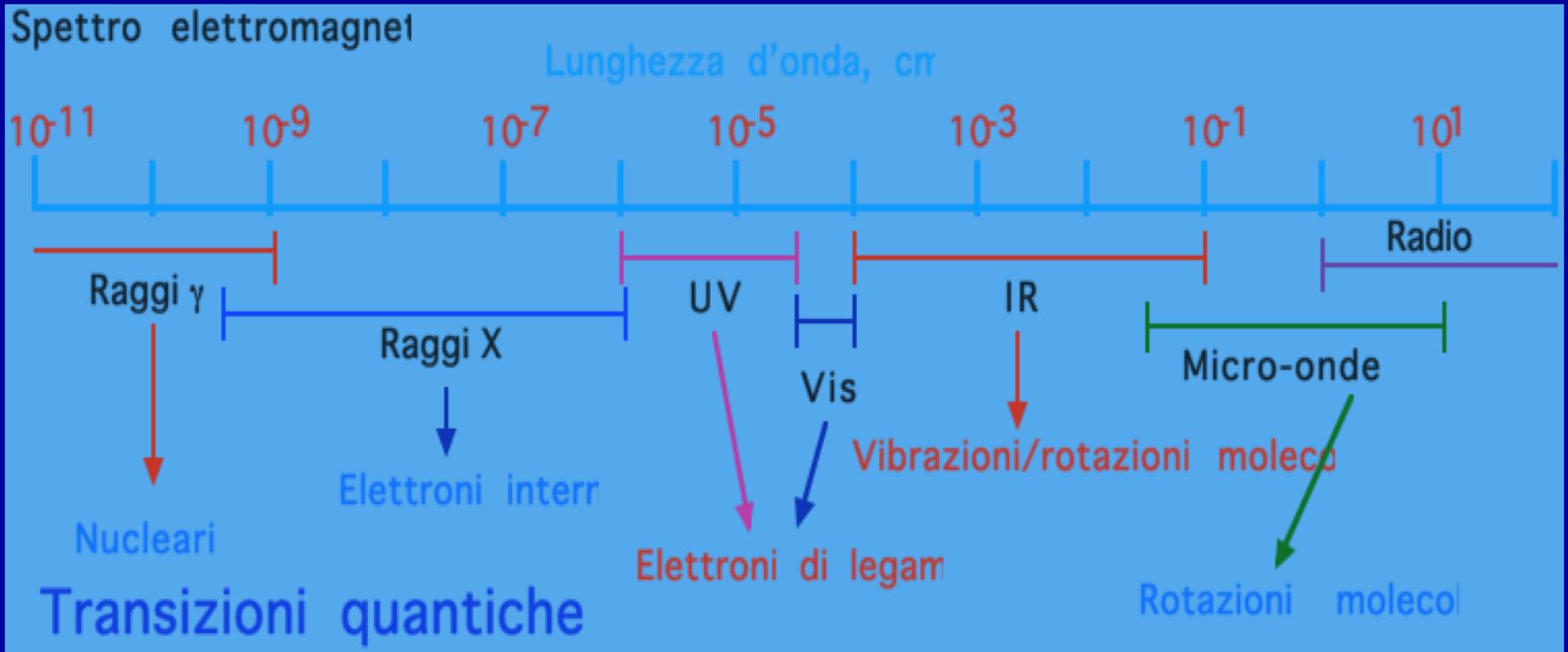
Foglio d'oro

2MeV- α rays



Quale % di volume di un atomo
è costituito da "vuoto"?

99.9999999999999999 %



La penetrazione di una radiazione è funzione della sua lunghezza d'onda!

Decadimento radioattivo

Scoperta di Henry Becquerel nel 1896 della radioattività dell'Uranio

Curie e Laborde (1903):

la radioattività è un processo esotermico

Radioattività: processo associato a diversi elementi alcuni dei quali "nuovi"

Emissione di particelle α , β e radiazioni γ

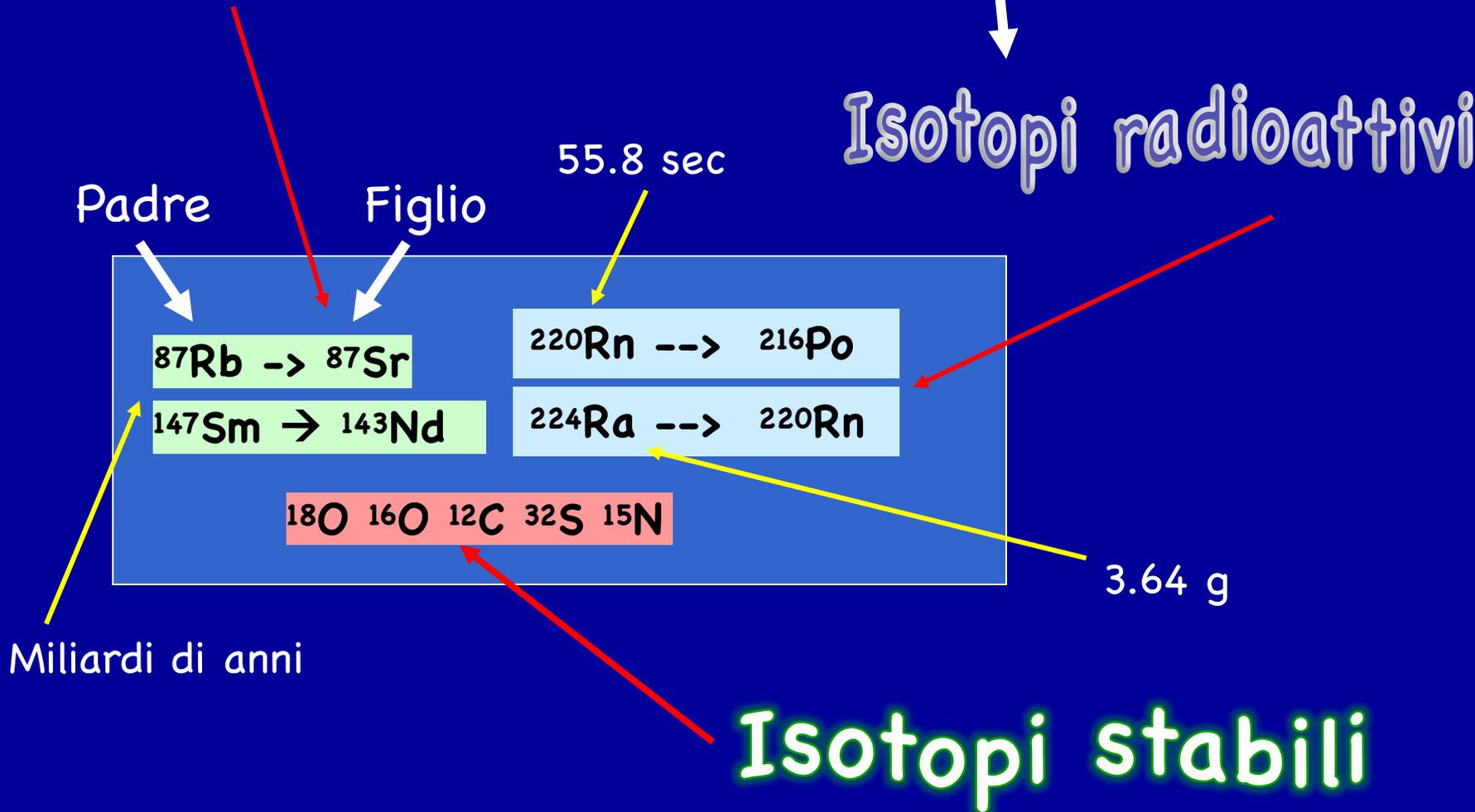
Il tasso di emissione è proporzionale al numero degli atomi radioattivi rimanenti (*padri o genitori*) e diminuisce esponenzialmente con il tempo!!

Rutherford (1905): Sulla base delle pc. α in depositi di U calcola un'età di 500 Ma molto più alta di quella ipotizzata da Lord Kelvin!

Gli isotopi radioattivi producono isotopi radiogenici che possono essere a loro volta radioattivi

Isotopi radiogenici

Isotopi radioattivi



Decadimento β negativo, β^- :



Energia di decadimento

e^-

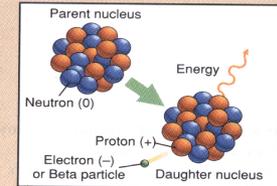
antineutrino



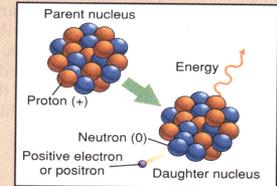
Fissione nucleare (indotta o spontanea):

Indotta: bombardamento $n, p, e^-, ^2\text{H}, \gamma$ e x-ray

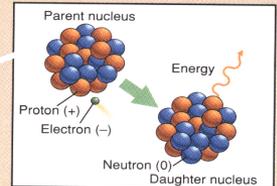
Spontanea: instabilità nucleare: serie di decadimento U-Th



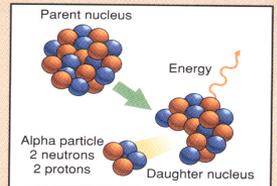
(A) Beta emission (Example: rubidium to strontium)



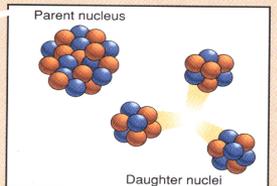
(B) Positron emission (Example: nitrogen to carbon)



(C) Electron capture (Example: potassium to argon)



(D) Alpha emission (Example: uranium to thorium)



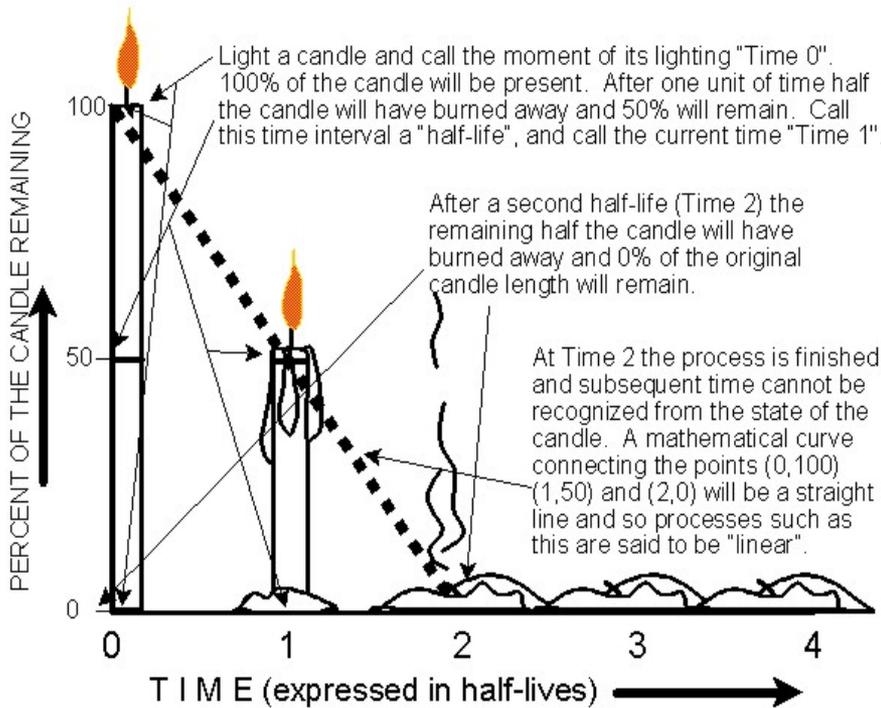
(E) Spontaneous fission (Example: uranium to various elements)

TEMPO DI DIMEZZAMENTO

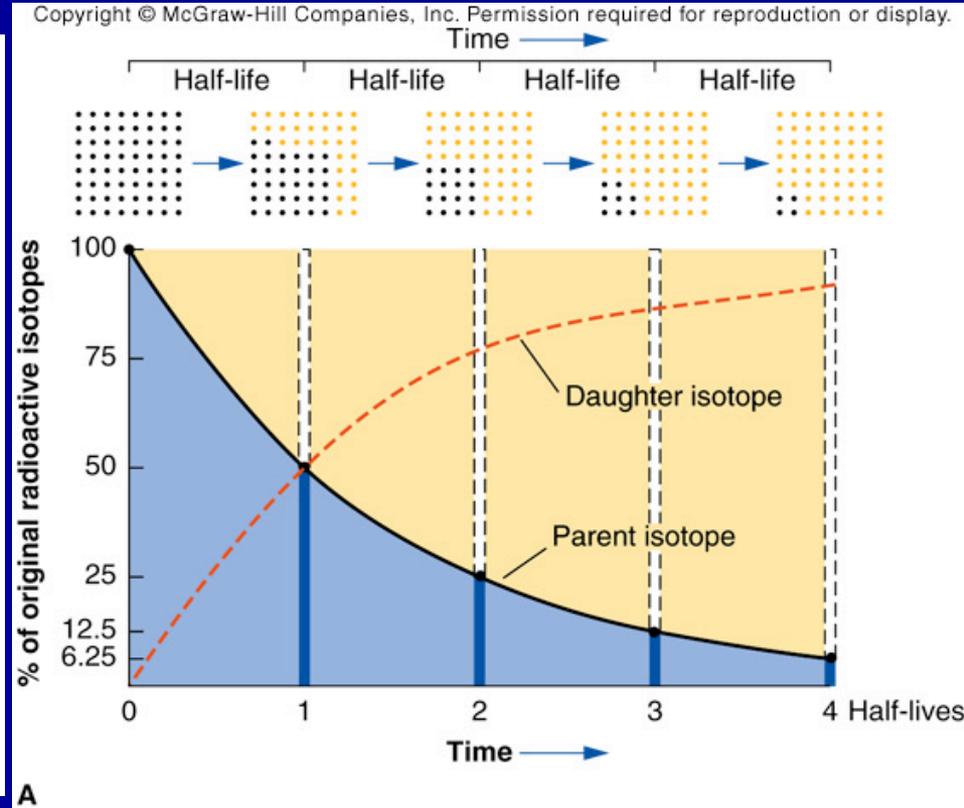
Il tempo di dimezzamento (o emivita) di un isotopo radioattivo si definisce come il tempo occorrente perché la metà di tali isotopi decadano nell'isotopo di un altro elemento o in un altro isotopo dello stesso elemento.

L'emivita è una misura della stabilità di un isotopo: più breve è l'emivita, meno stabile è l'atomo. Il decadimento di un nucleo viene detto spontaneo in quanto è possibile determinare la probabilità di decadimento, ma non si può predire quando un determinato atomo decadrà.

Dimezzamento e decadimento esponenziale

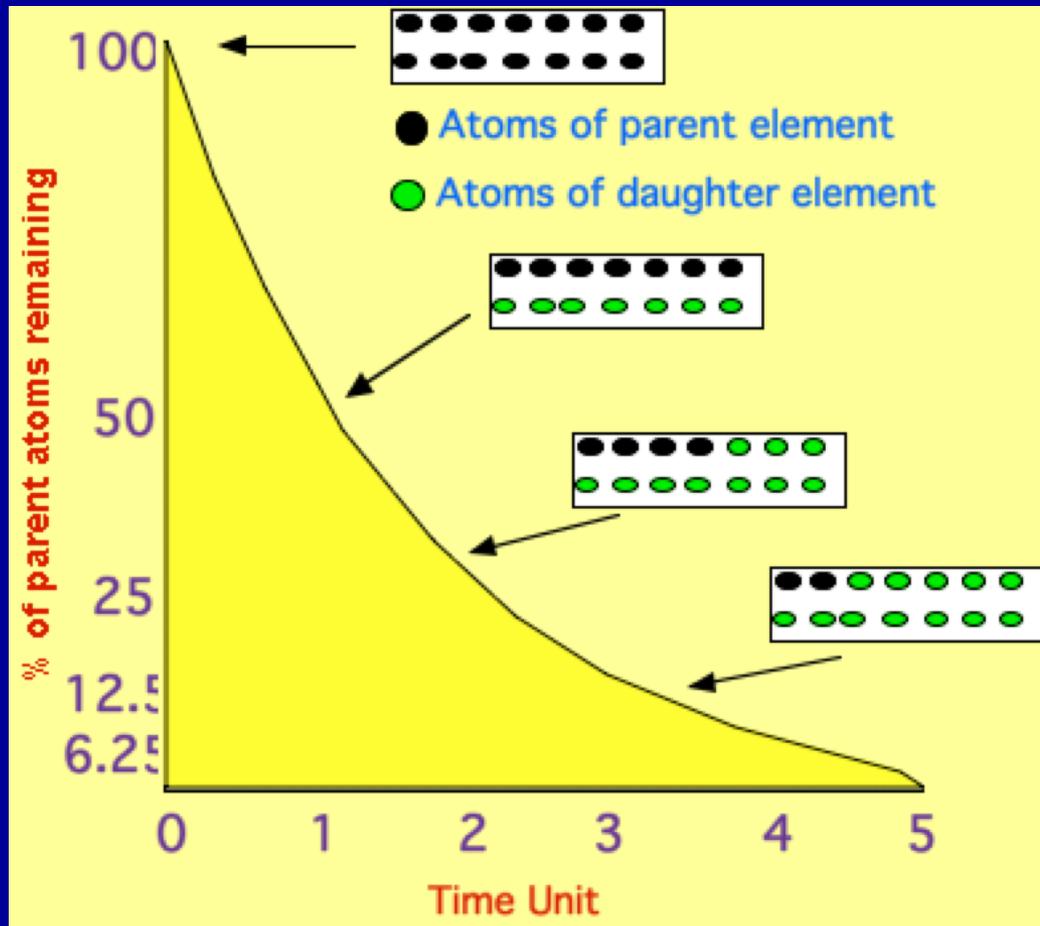


**Decadimento lineare:
Raggiunge il valore di 0!**



**Decadimento esponenziale:
Tende asintoticamente a 0!**

Isotopi radiogenici



Esempio $T_{1/2}$

$T_{1/2} = 3.8$ d **Radon** (^{222}Rn)

Polonium (^{218}Po)

start

100%

0%

after $1T_{1/2}$
3.8 d

50%

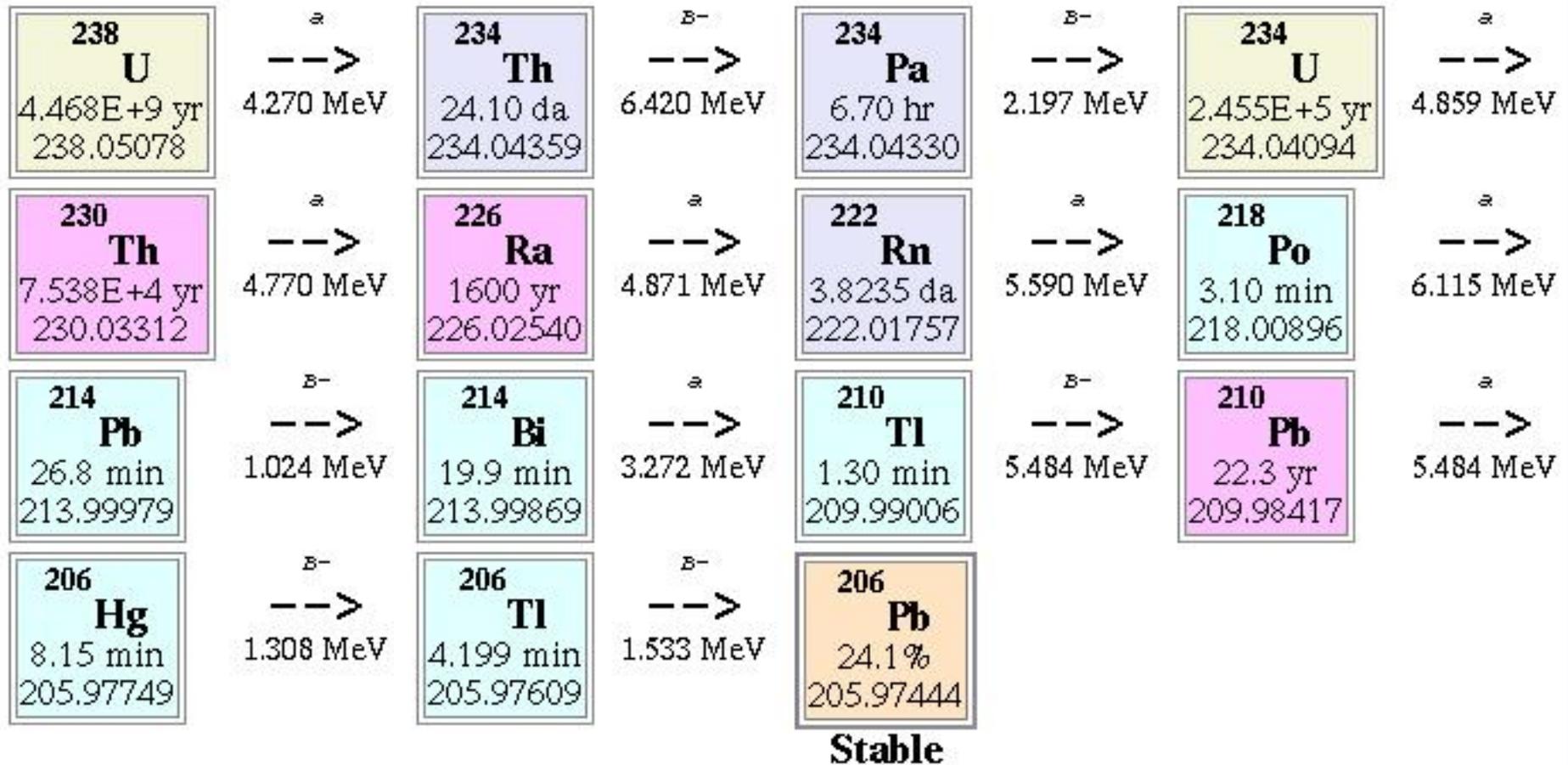
50%

after $2T_{1/2}$
7.6 d

25%

75%

Radioactive decay of: U-238



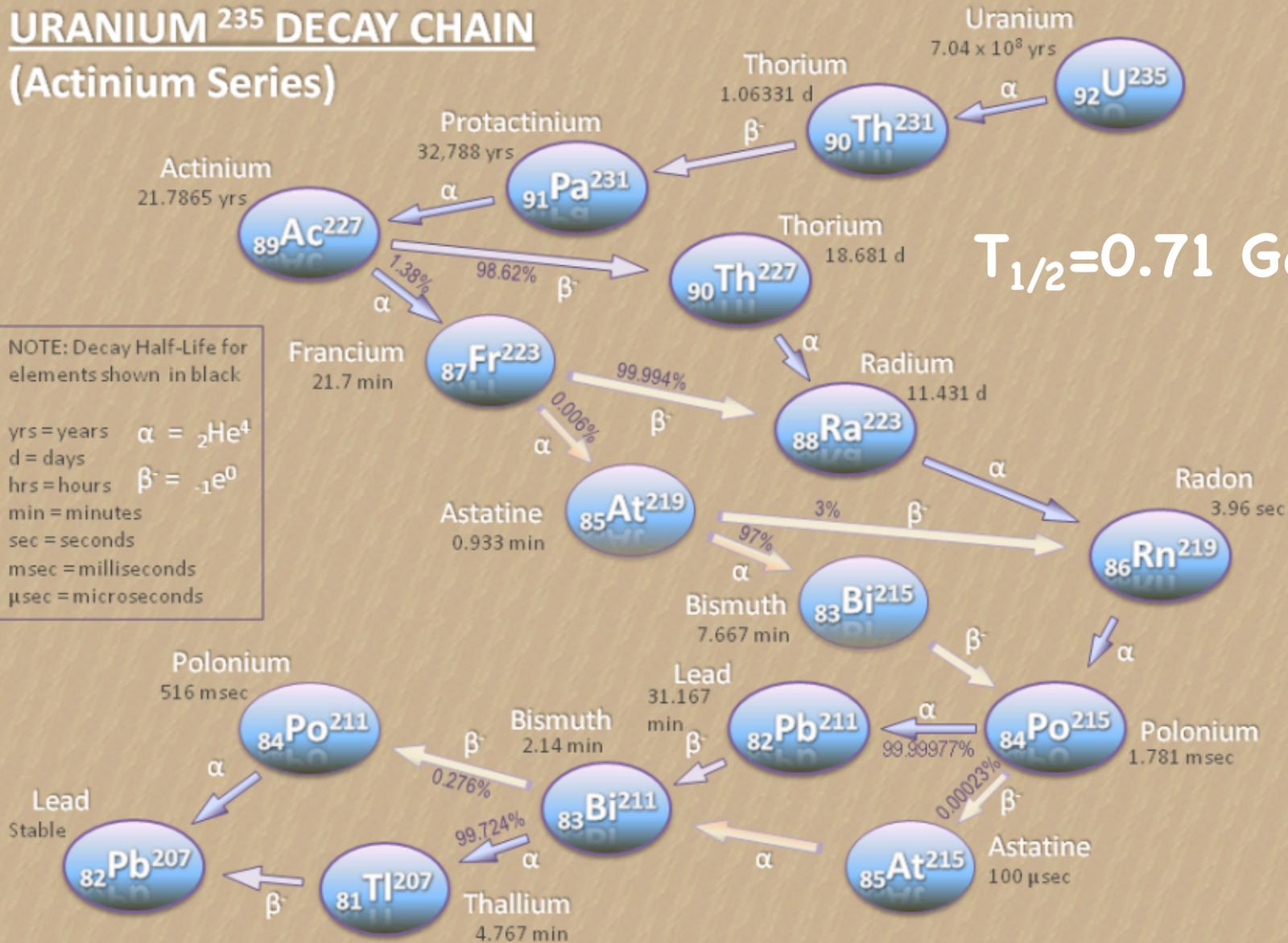
$T_{1/2} = 4.47 \text{ Ga}$

URANIUM ²³⁵ DECAY CHAIN (Actinium Series)

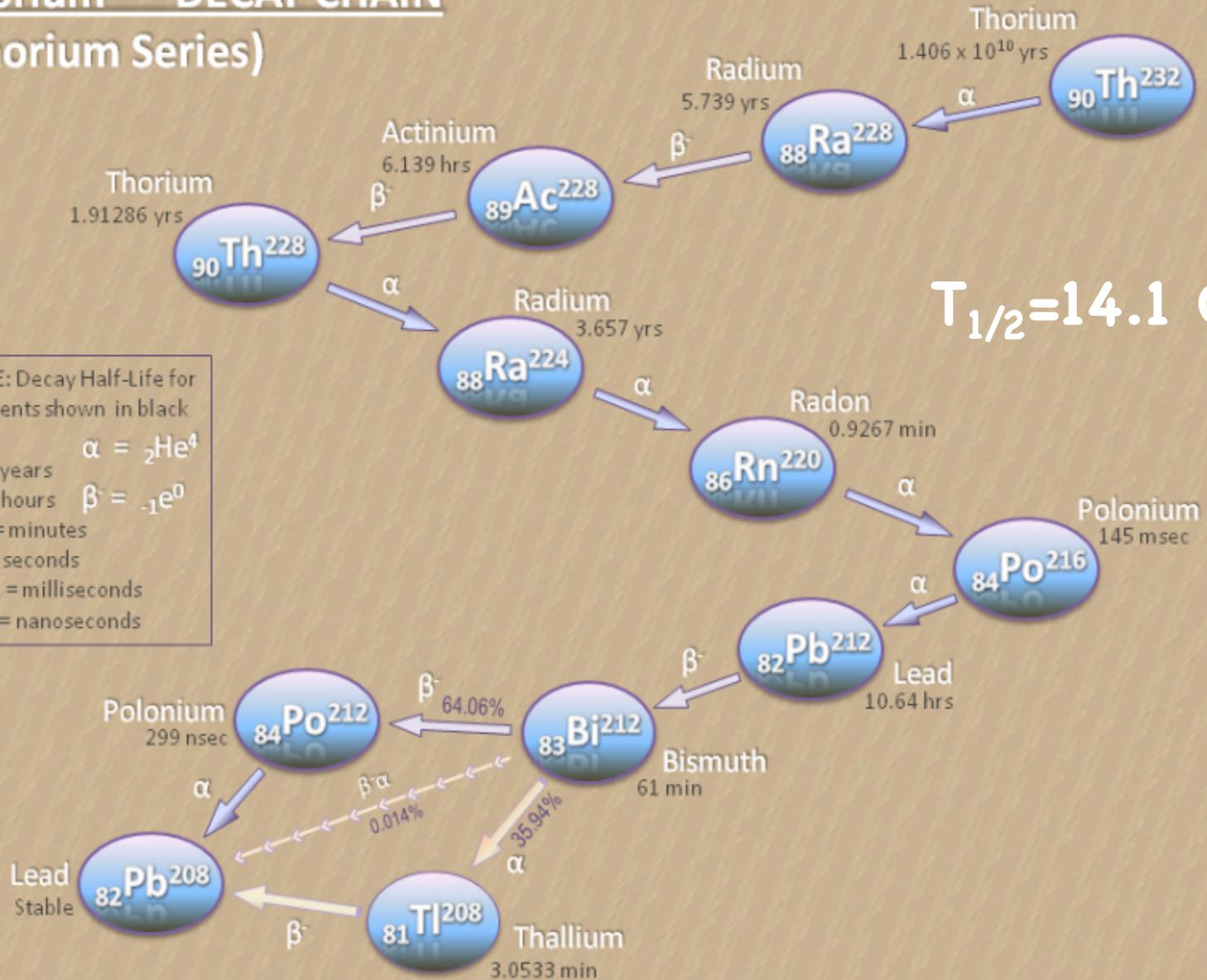
$T_{1/2} = 0.71 \text{ Ga}$

NOTE: Decay Half-Life for elements shown in black

yrs = years $\alpha = {}_2\text{He}^4$
 d = days $\beta^- = {}_{-1}\text{e}^0$
 hrs = hours
 min = minutes
 sec = seconds
 msec = milliseconds
 μsec = microseconds

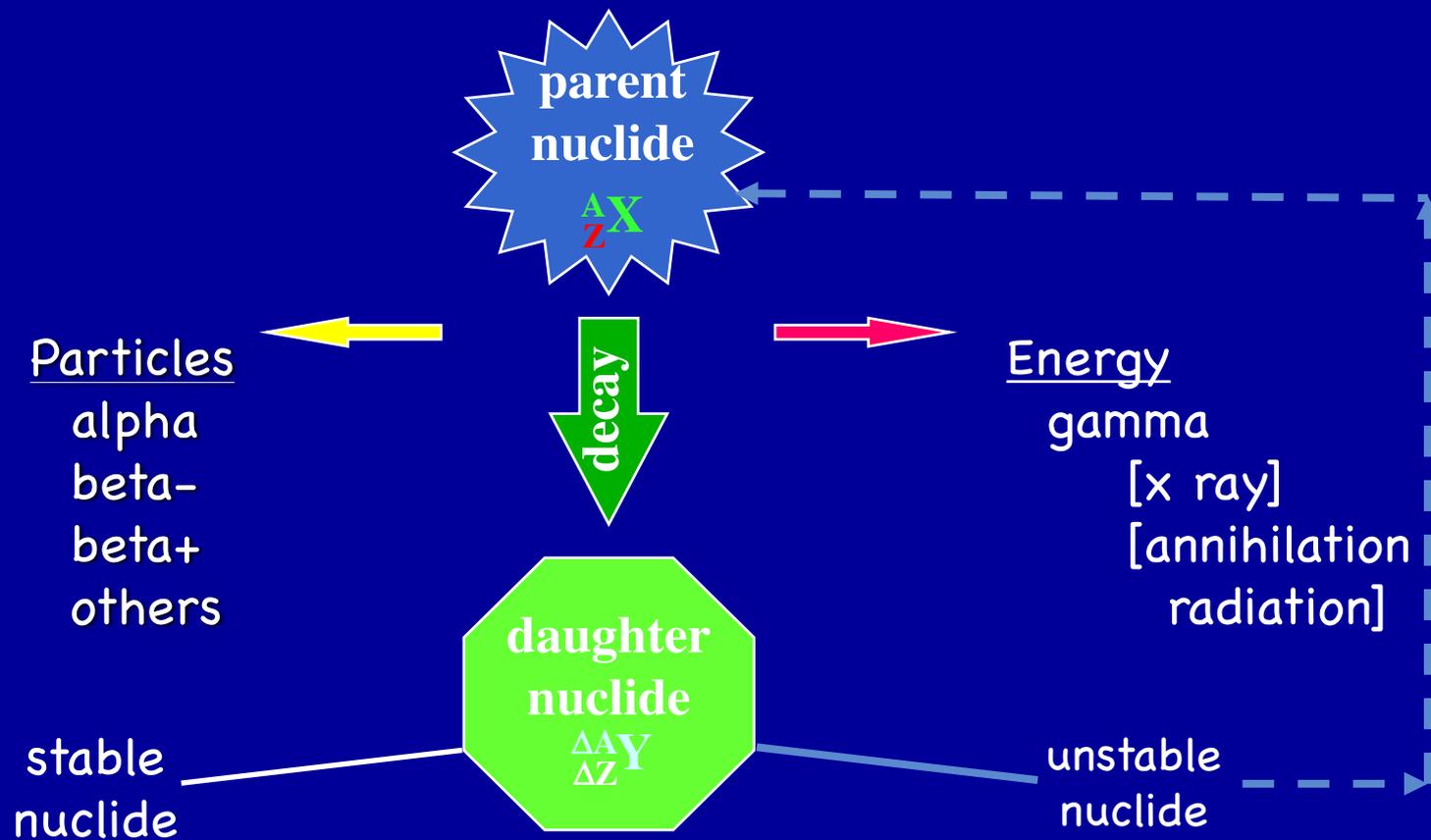


Thorium ²³² DECAY CHAIN (Thorium Series)



Il decadimento radioattivo

Il decadimento radioattivo si riferisce a tutti quei nuclidi che hanno una instabilità nucleare (rapporto Z/N non sufficiente a contrastare le forze repulsive elettrostatiche o con massa nucleare troppo grossa) per cui il NUCLEO reagisce decadendo ad un nuclide più stabile o ad un nuclide che a sua volta risulterà essere instabile!



Decadimento radioattivo

 Decadimento α

 Decadimento β^+

 Decadimento β^-

 Cattura d'elettrone

 Fissione nucleare

 Decadimento multiplo

 Fusione nucleare

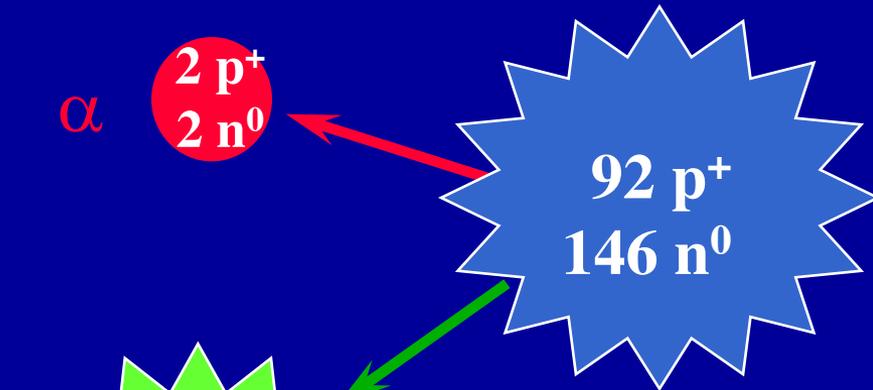
Decadimento α

Terre Rare

Attinidi

The image shows a standard periodic table of elements. Two arrows point from the text 'Terre Rare' and 'Attinidi' to the Lanthanide and Actinide series, respectively, which are shown in a separate block below the main table.

Process



Uranium-238
 $T_{1/2} = 4.49 \times 10^9 \text{ yr}$

Energia cinetica posseduta da un e^- se accelerato attraverso una Δv di 1 volt.

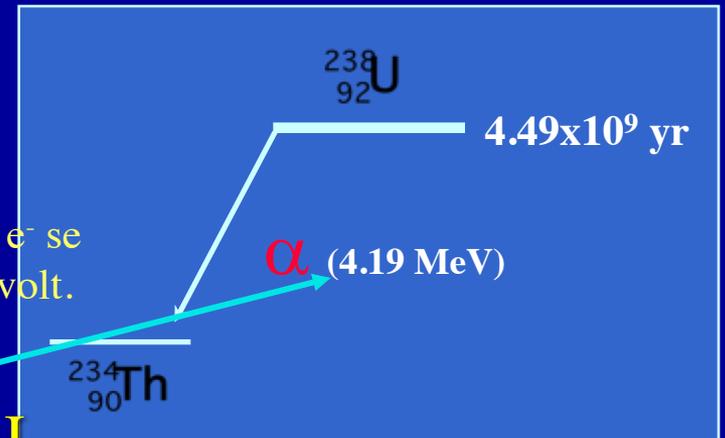
$$1 \text{ eV} = 1.6 \times 10^{-19} \text{ J}$$

Thorium-234

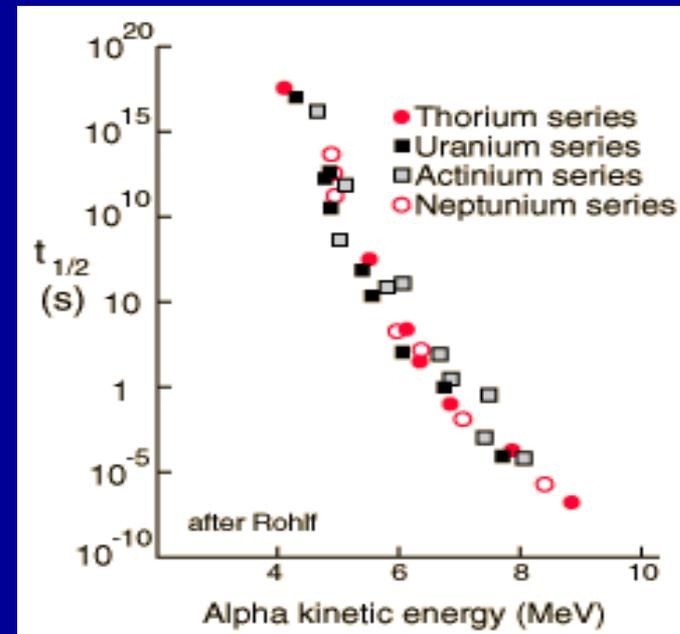
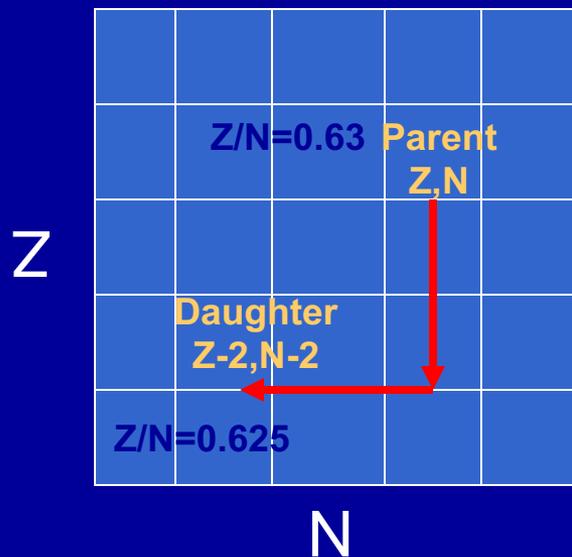
Decay Equation



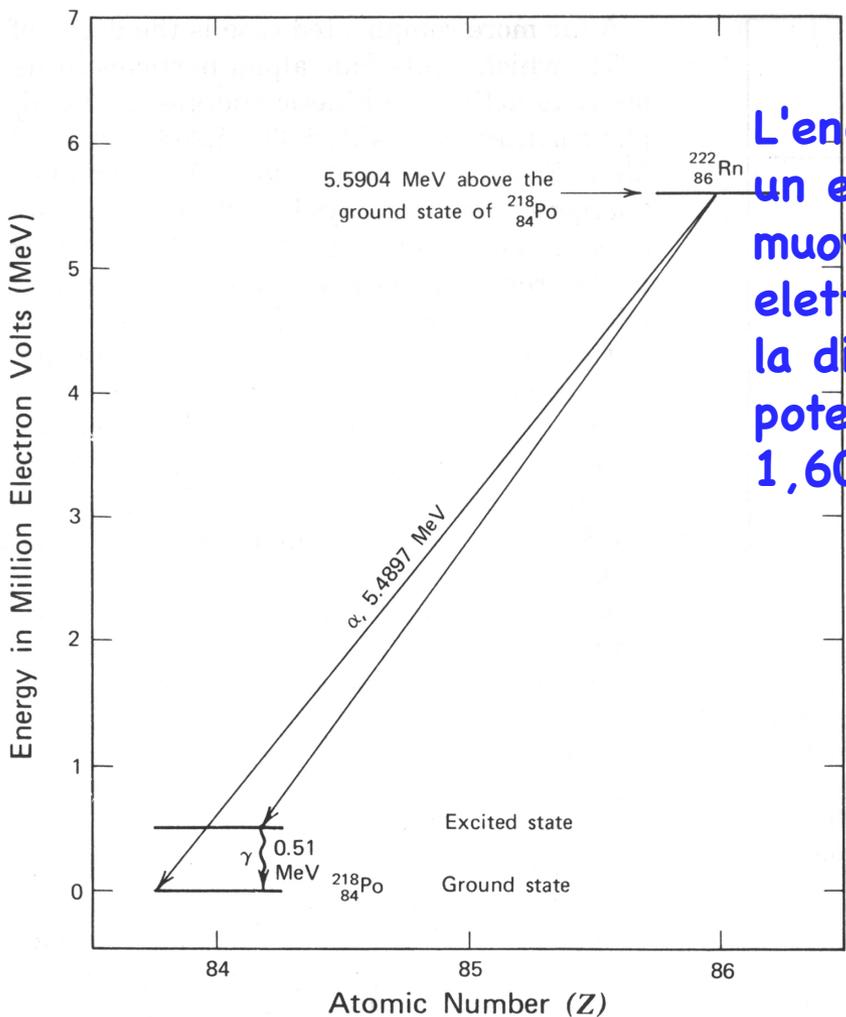
Decay Schematic



- La radiazione α riduce il rapporto di Z/N nel NUCLEO GENITORE (**PARENT**), portandolo ad una configurazione più stabile.
- Nel decadimento α , Z cambia e quindi, gli atomi originali e gli atomi del prodotto di decadimento sono diversi (NUCLEI FIGLI, **DAUGHTER**).



- Il $t_{1/2}$ di elementi pesanti che emettono α varia di 15 ordini di grandezza, da 1/10 di msec a 10 Ga.



L'energia acquistata da un elettrone che si muove in un campo elettrico uniforme sotto la differenza di potenziale di 1 volt: $1,602 \times 10^{-19} \text{ J}$

Figure 3.11 Decay scheme diagram for the simple alpha decay of $^{222}_{86}\text{Rn}$ to $^{218}_{84}\text{Po}$. The alpha disintegration energy E_α is 5.5904 MeV, which is the sum of the kinetic energies of the alpha particles and the recoil energy of the product nucleus. Some of the alpha particles are emitted with lower kinetic energies and leave the product nucleus in an excited state. The excess energy is then emitted as a gamma ray with an energy of 0.51 MeV. (Data from Holden and Walker, 1972.)

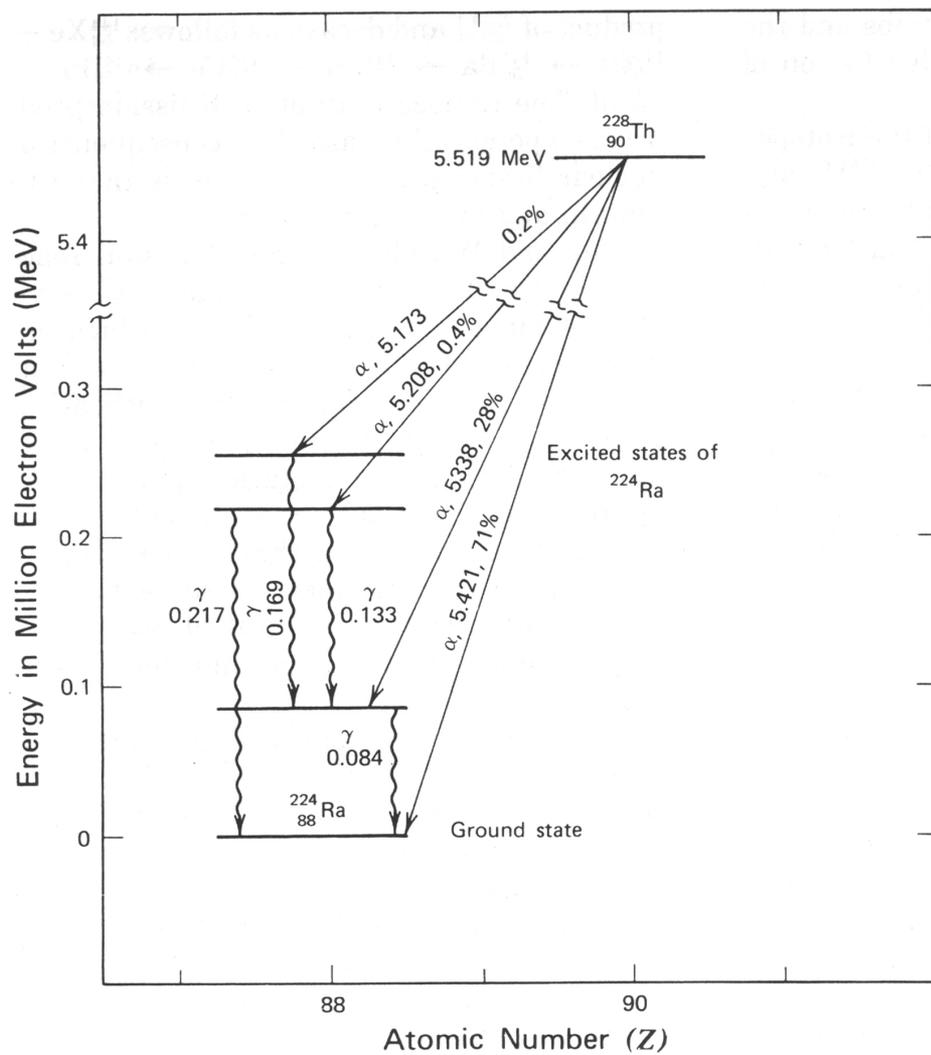
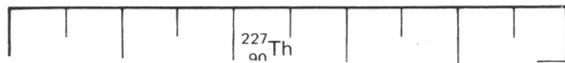


Figure 3.12 Decay scheme diagram for the alpha decay of $^{228}_{90}\text{Th}$ to $^{224}_{88}\text{Ra}$. In this case, four different alpha particles are emitted with four complementary gamma rays. (After Friedlander et al. 1981.)

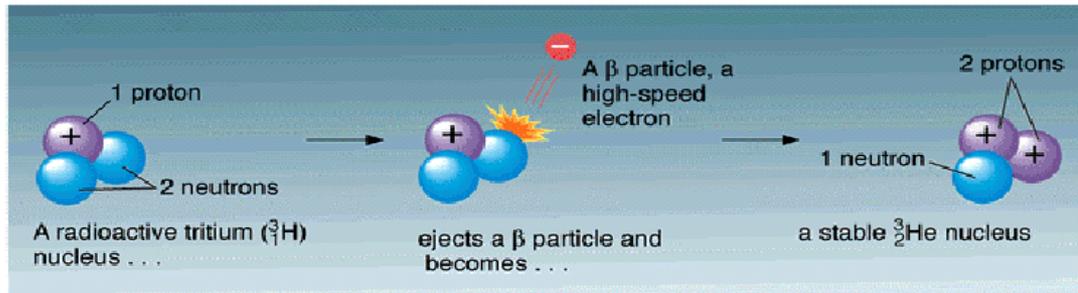


Decadimento β^-

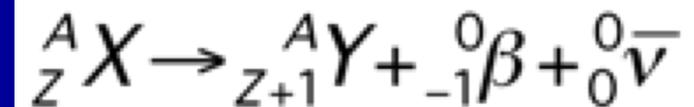
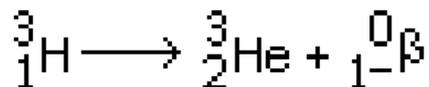
Il **Beta decay** si ha quando il rapporto Z/N è troppo piccolo e ciò causa instabilità nucleare.

Nel β^- , un neutrone diventa protone con emissione di un elettrone ed un neutrino (massa piccola e no carica elettrica)

Radioactive Decay of Tritium



Copyright © 1998, by John Wiley and Sons, Inc. All rights reserved.

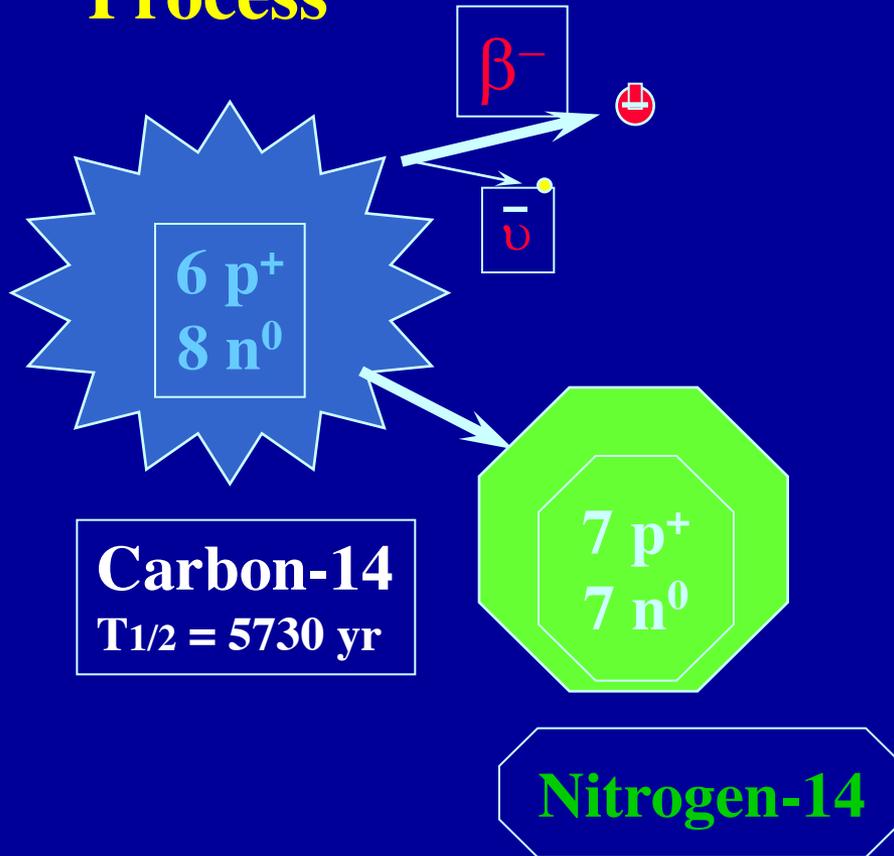


Decadimento β^- o negatrone

Beta⁻ Decay

β^-

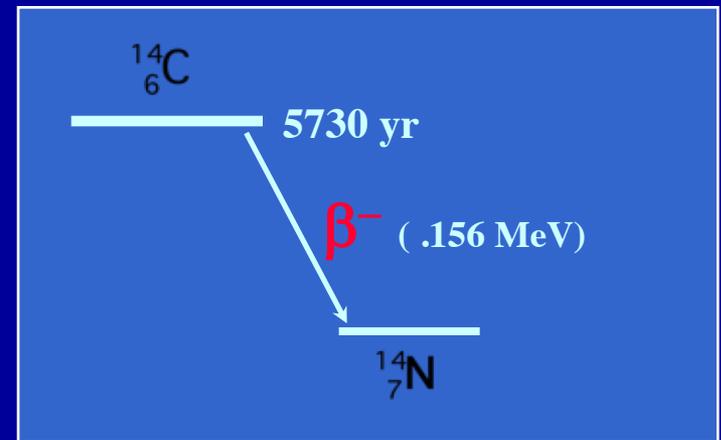
Process



Decay Equation



Decay Schematic



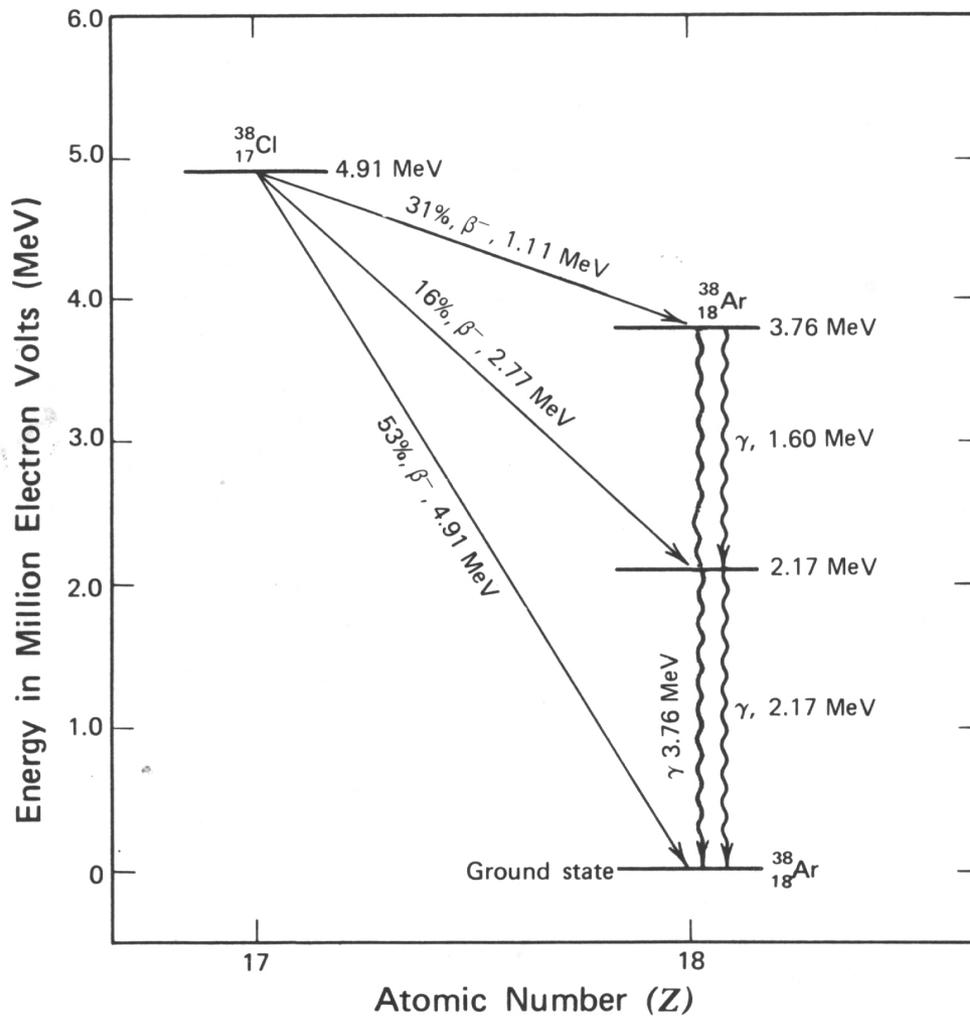
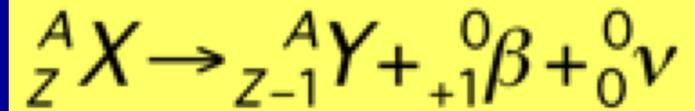
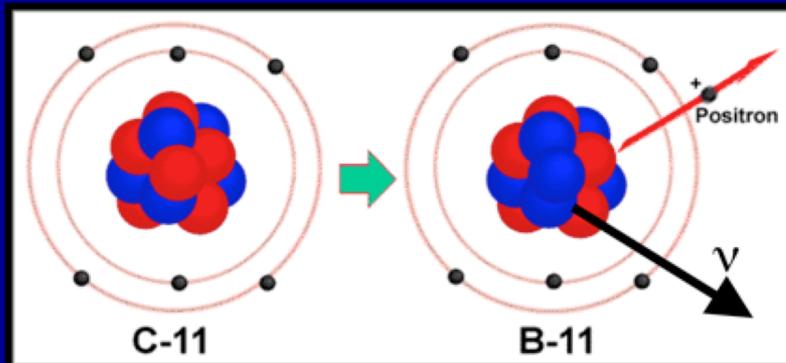


Figure 3.4 Decay scheme diagram for the beta (negatron) decay of $^{38}_{17}\text{Cl}$ to stable $^{38}_{18}\text{Ar}$. The decay occurs by emission of three sets of beta particles, each set having a different end point energy. Two gamma rays are emitted, which allow the product nuclei to de-excite to the ground state. (Data from Lederer et al., 1967.)

Decadimento β^+

Il *Beta Decay* (β^+) si ha quando il rapporto Z/N è troppo grande.

Un protone decade in neutrone, con emissione di un particella β^+ e un neutrino

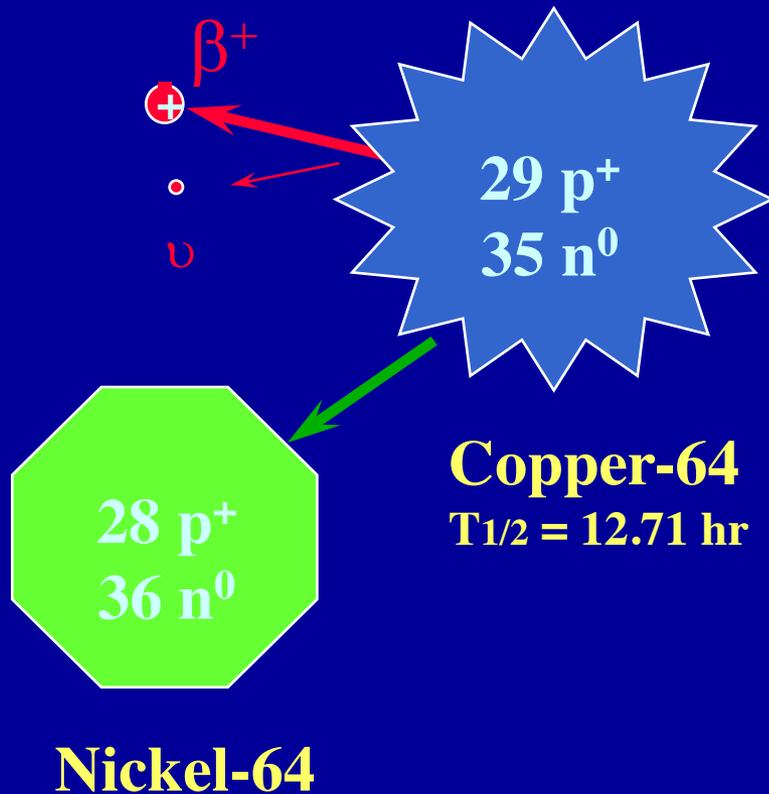


Decadimento β^+ o positrone

Beta⁺ Decay

β^+

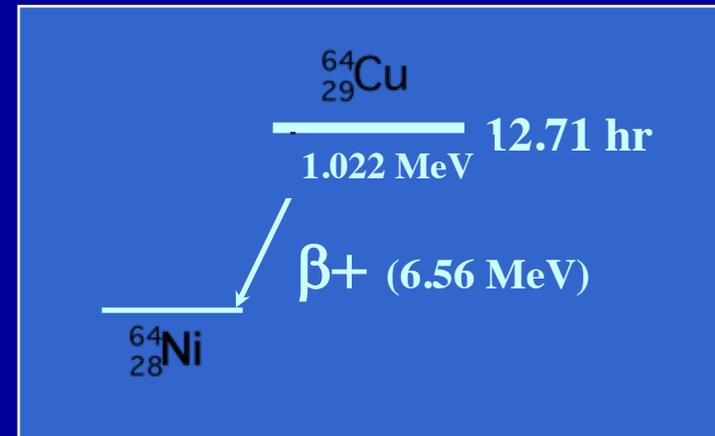
Process



Decay Equation



Decay Schematic



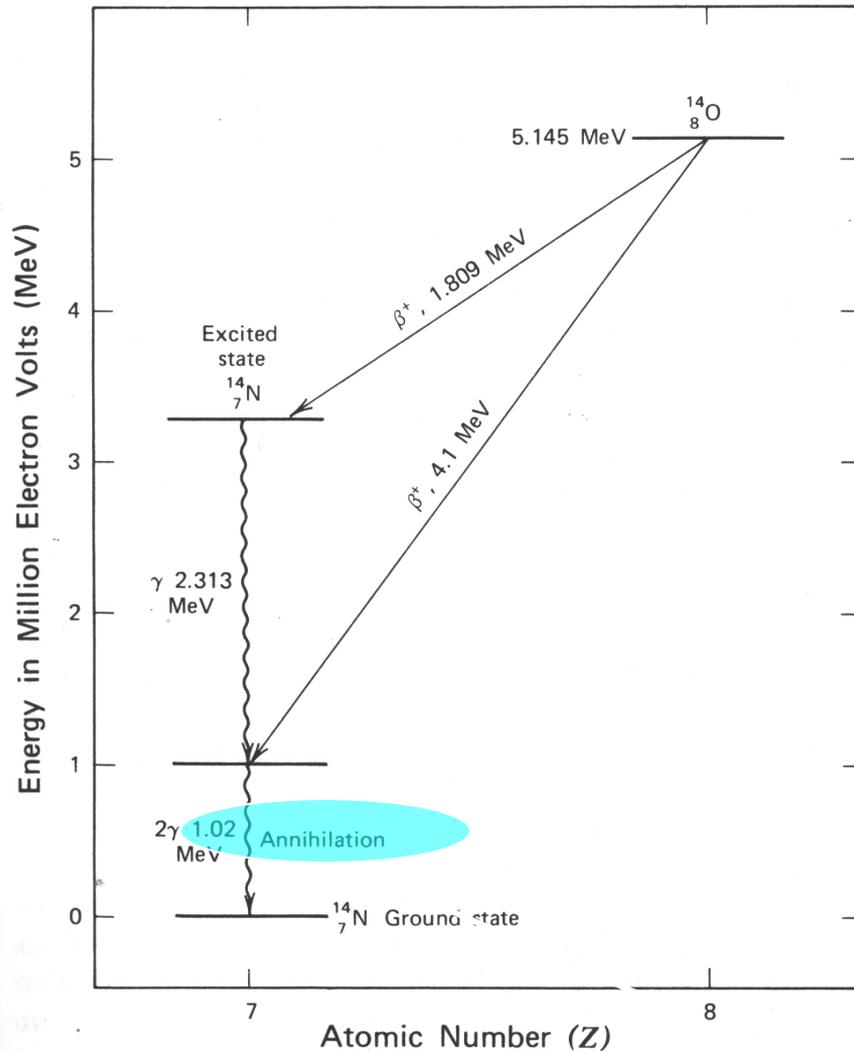


Figure 3.6 Positron decay of ^{14}O to stable ^{14}N . The parent emits two sets of positrons having end point energies of 1.809 and 4.1 MeV, respectively. The emission of the former leaves the product nucleus in an excited state and is followed by a gamma ray of 2.313 MeV. The positrons are slowed by a series of collisions and are eventually annihilated by interaction with an electron resulting in the formation of two gamma rays with a total energy of 1.02 MeV. (Data from Holden and Walker, 1972.)

Radiazione risultante dalla reazione del positrone con un e^- . Si annullano reciprocamente convertendo la loro massa in energia di due raggi γ emessi in direzione esattamente opposta (0.51Mev).

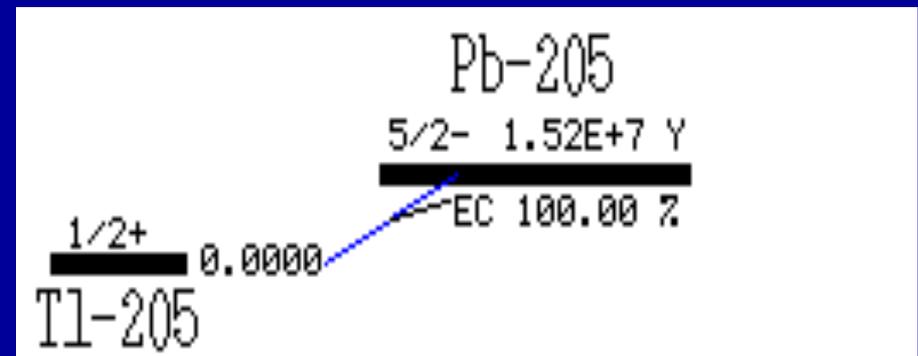
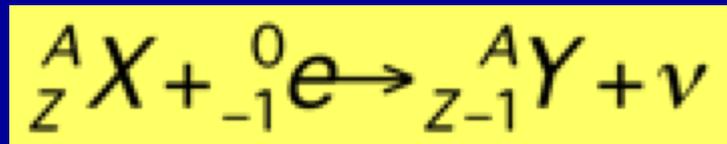
Decadimento per "Electron capture"

Il decadimento per cattura elettronica si differenzia dagli altri per il fatto che in questo caso "qualche cosa" entra nel nucleo.

Un elettrone dal livello energetico più vicino cade nel nucleo causando la trasmutazione di un protone in neutrone.

Un neutrino è emesso dal nucleo.

Un altro elettrone cade nel livello energetico lasciato vuoto causando un effetto a cascata. Il numero atomico diminuisce di un'unità ma A rimane invariato.



Breve storia del Neutrino

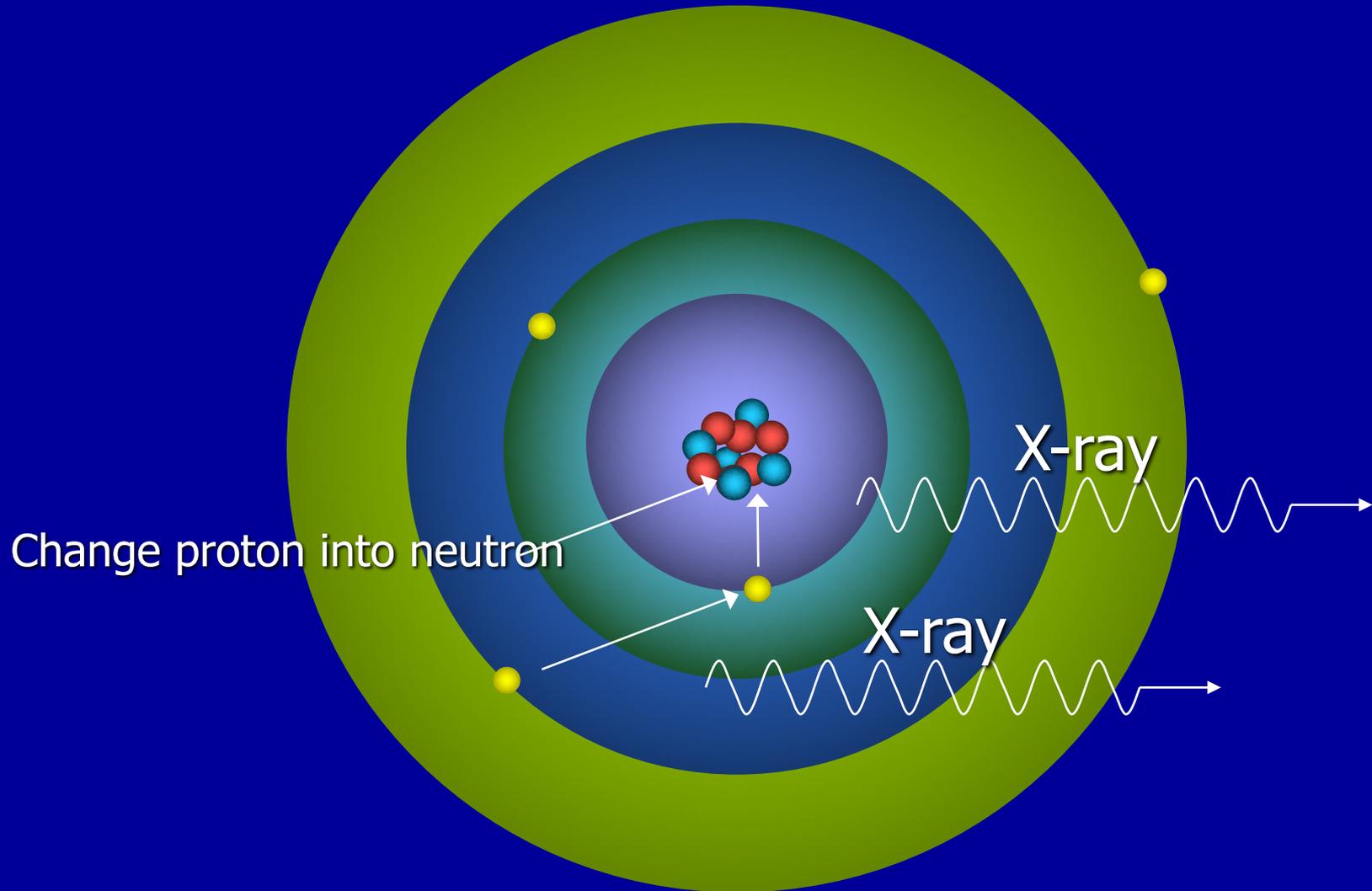
1931 - Wolfgang Pauli ipotizza l'esistenza di una particella basandosi sul fatto che energia e momento non vengono conservati in certi decadimenti radioattivi. Pauli suggerisce che l'energia mancante venga portata via da una particella neutra.

1934 - Enrico Fermi sviluppa la teoria del decadimento radioattivo e conia il termine neutrino ("il piccolo neutrone").

1959 - Viene annunciata la scoperta di una particella con le caratteristiche predette

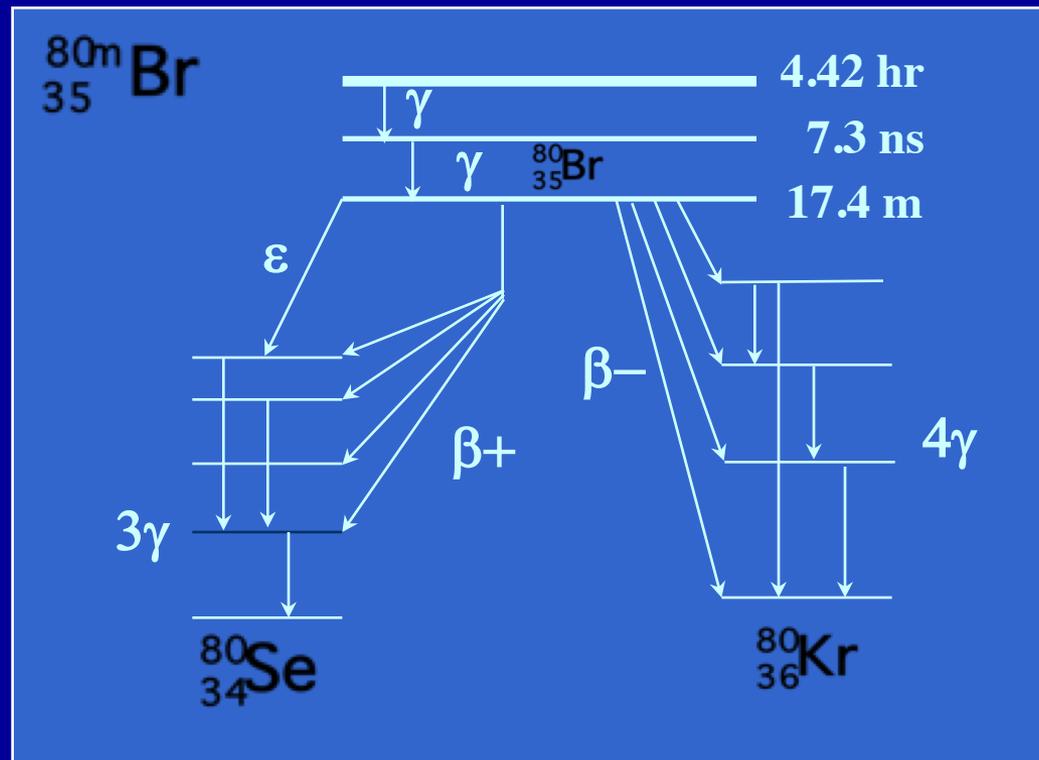
1998 - Annuncio che la massa del neutrino non è 0.

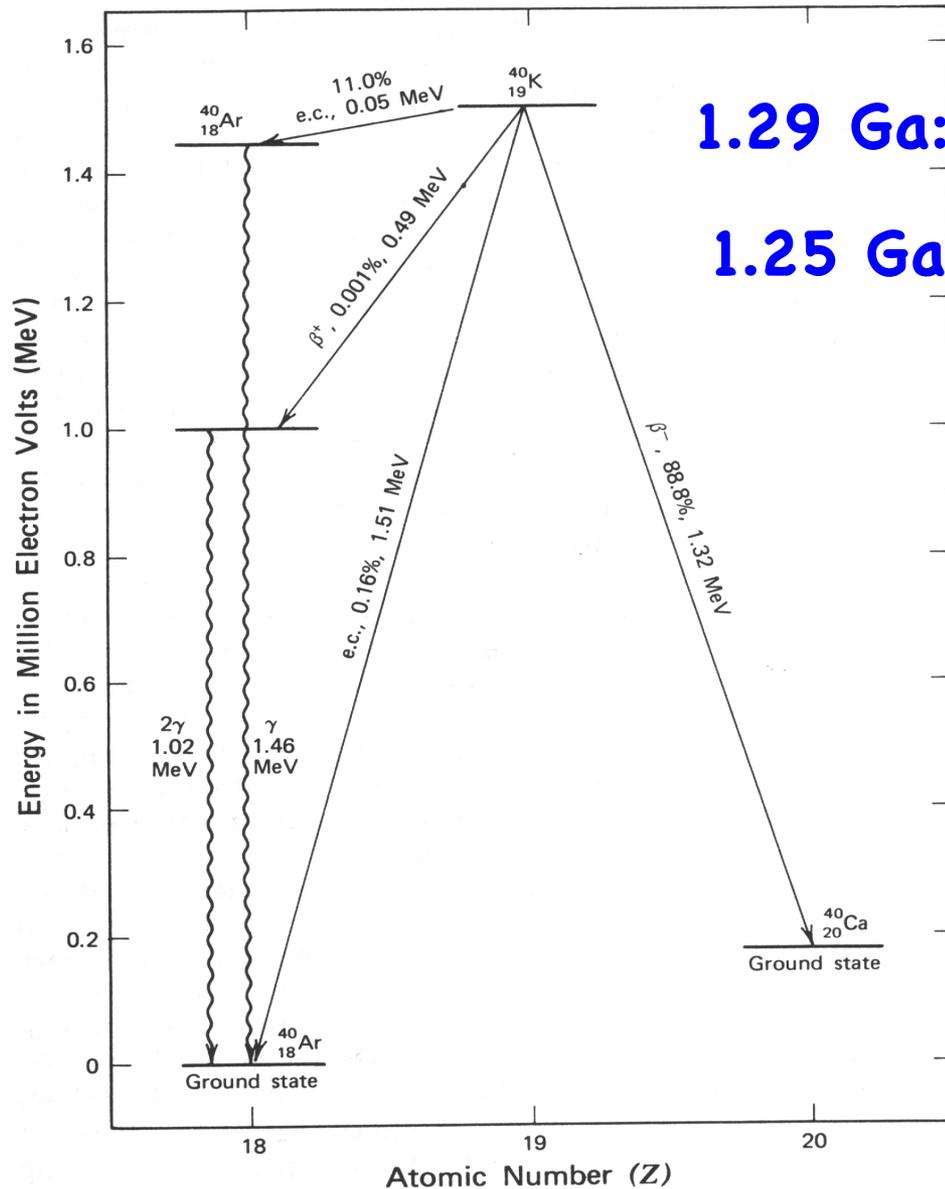
Electron Capture



Branched Decay

- Molti radionuclidi possono decadere in modi multipli





1.29 Ga: $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$

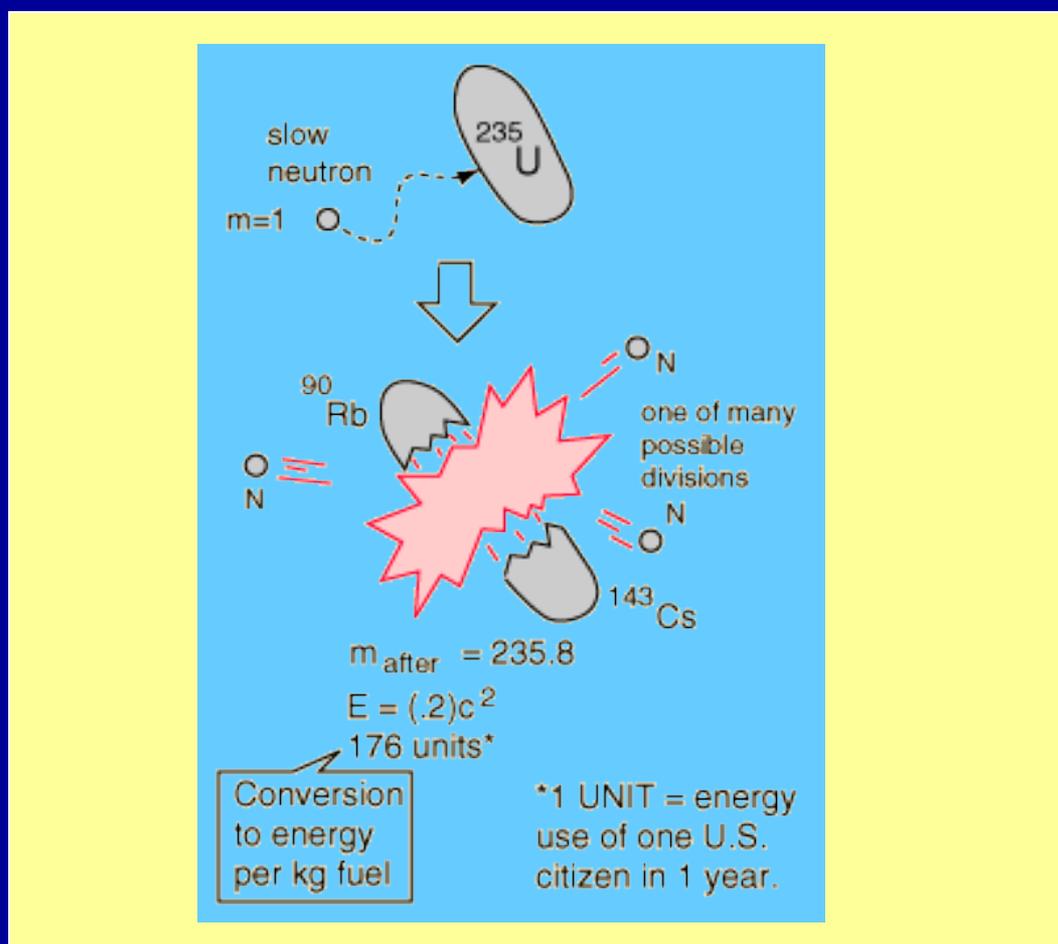
1.25 Ga: $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ca}$

Figure 3.7 Decay scheme diagram for the branched decay of ^{40}K to ^{40}Ar by electron capture and by positron emission and to ^{40}Ca by emission of negative beta particles. A detailed explanation is given in the text. (After Dalrymple and Lanphere, 1969.)

Fissione nucleare

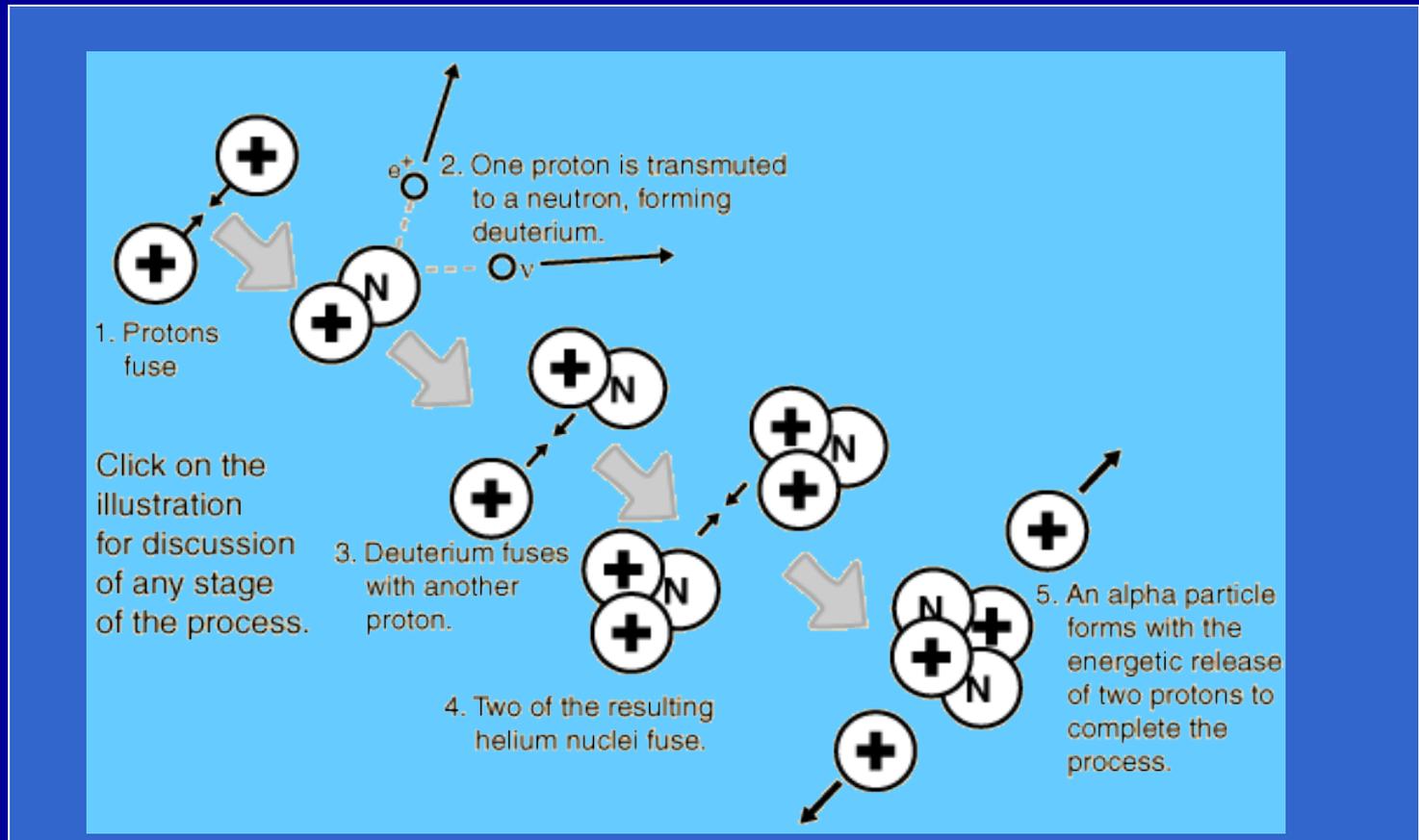
Se un nucleo massivo come quello dell'uranio si decompone (ad es. ^{235}U) si avrà un produzione netta di energia poiché la somma delle masse dei frammenti è inferiore a quella del nucleo di origine.

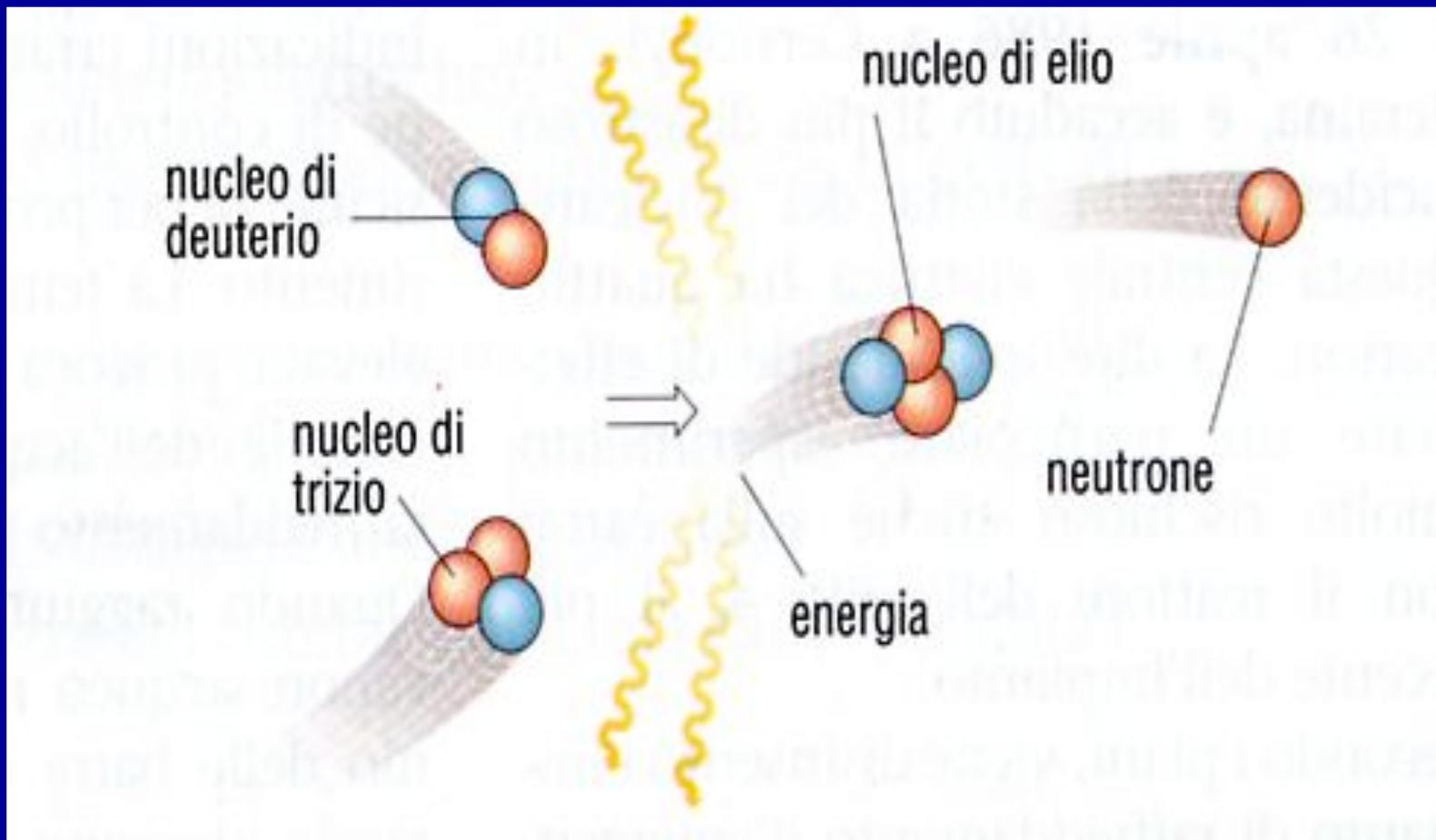
La fissione di ^{235}U nei reattori è innescata dall'assorbimento di neutroni a bassa energia ("slow neutron"). Altri isotopi "fissionabili" per neutroni lenti sono ^{239}Pu , ^{235}U , e ^{233}U .



Fusione Nucleare

Se nuclei leggeri sono forzati a fondersi essi produrranno energia poiché la somma delle masse prima e dopo la fusione è inferiore a quella di partenza. Per la produzione di potenziali sorgenti di energia per il Pianeta, sembra che tale processo sia da ricercarsi nella reazione di fusione deuterio-trizio.



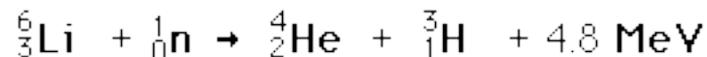


Il processo di fusione più promettente è quello della fusione deuterio-trizio. La reazione produce 17.6 MeV di energia ma necessita di una temperatura di 40 milioni Kelvin per superare le barriere di Coulomb per innescare la reazione. Il deuterio è relativamente abbondante, ma non il trizio che ha un tempo di decadimento di 12 y.

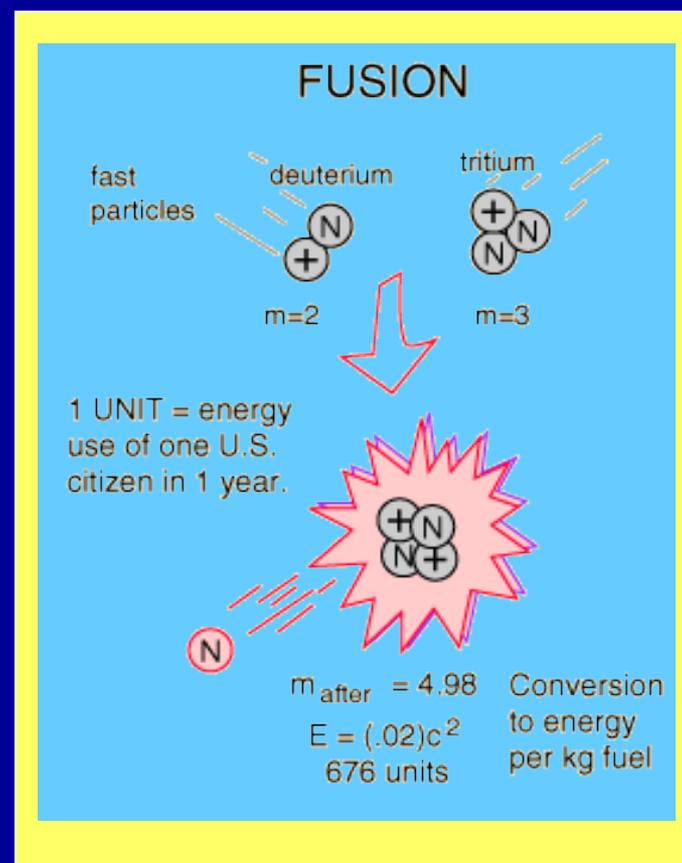
Nelle acque sotterranee ve ne è 1/10¹⁸!

Tritium Breeding

Breeding di litio-6 per bombardamento neutronico



Litio-6 costituisce il 7.6% del litio naturale. E' abbondante ma non sufficiente a supplire le risorse necessarie per il processo D-T. Con neutroni veloci, il breeding del trizio può essere fatto dal più abbondante Li-7:



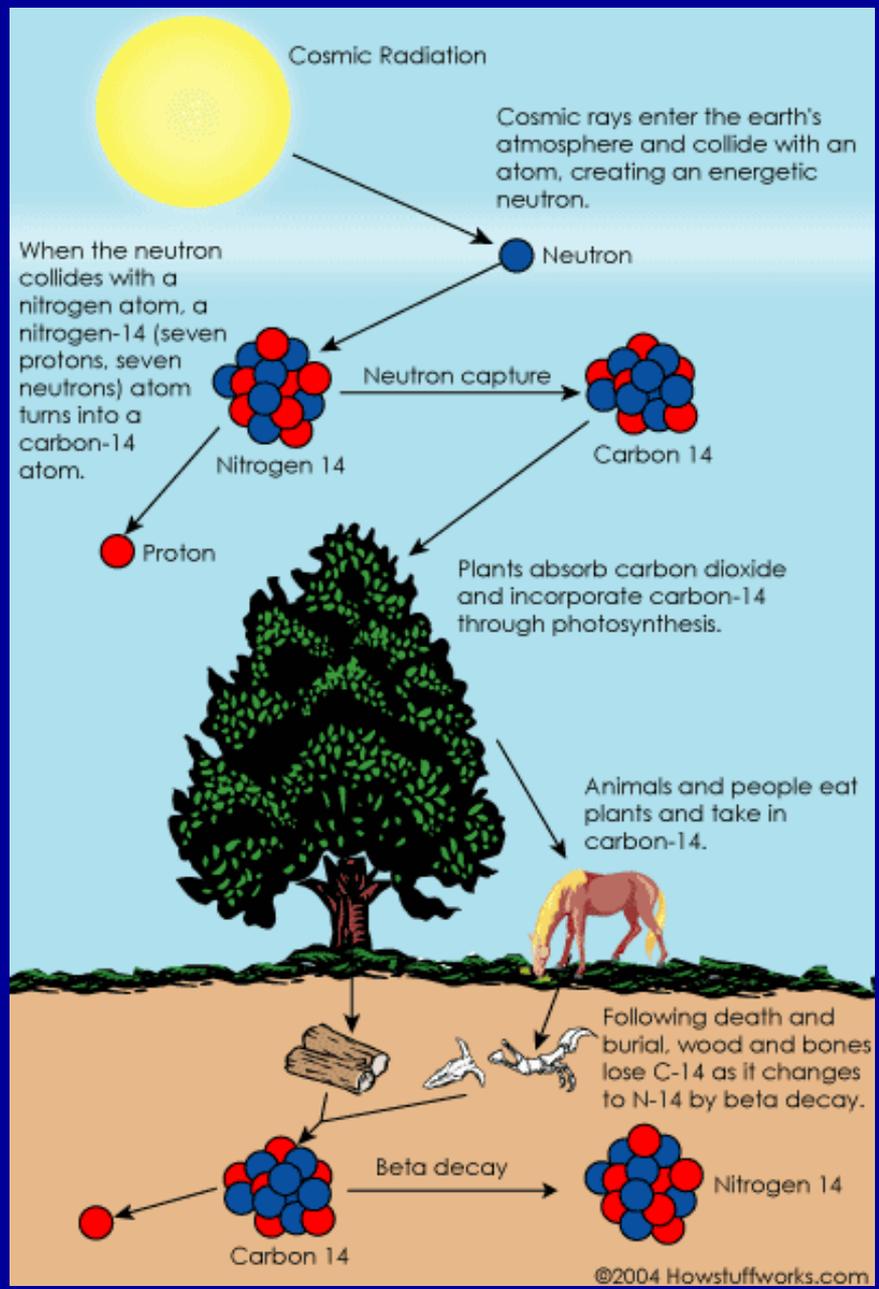
Tipi di decadimento

I processi di nucleo-sintesi nelle stelle ancestrali hanno prodotto oltre 2200 nuclidi, > instabili o a vita breve. Solo quelli stabili e a vita lunga sono presenti

Per isotopo estinto si intende un nuclide instabile formatosi per un processo primordiale (e.g. nucleogenesi stellare) ed avente un tempo di decadimento inferiore a 100 Ma e quindi non si ritrova in natura: ^{182}Hf , ^{135}Cs , ^{93}Zr , ecc.

Certi nuclidi radioattivi (radionuclidi) a vita breve esistono perché:

1. Derivano (figli) da U e Th: isotopi radioattivi a lunga vita;
2. Si producono per reazioni nucleari tra raggi cosmici e atomi nell'atmosfera, come pure in rocce esposte alla superficie (^{14}C);
3. Sono prodotti artificialmente dalle attività nucleari antropiche: reattori nucleari; bombe atomiche, ecc.: ^{14}C , ^{90}Sr , ^{129}I , ^{137}Cs

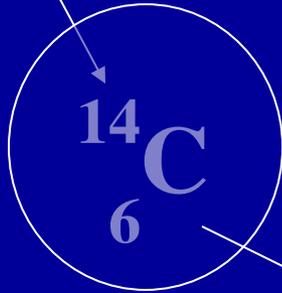


$$A = Z + N$$

Numero di Massa

Numero Atomico
o di Protoni

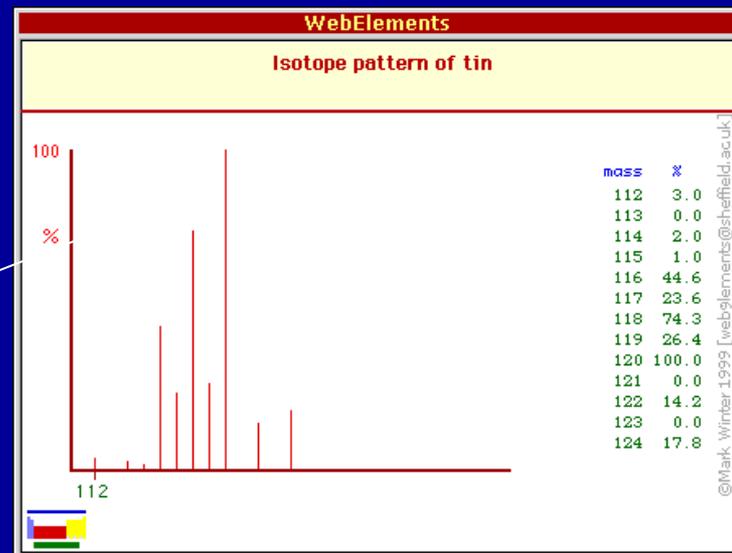
Numero di Neutroni



$$14 - 6 = 8$$

A Z N

Isotope	Atomic mass (amu)	Natural abundance (atom %)
112Sn	111.904826 (5)	0.97 (1)
114Sn	113.902784 (4)	0.66 (1)
115Sn	114.903348 (3)	0.34 (1)
116Sn	115.901747 (3)	14.54 (9)
117Sn	116.902956 (3)	7.68 (7)
118Sn	117.901609 (3)	24.22 (9)
119Sn	118.903311 (3)	8.59 (4)
120Sn	119.9021991 (29)	32.58 (9)
122Sn	121.9034404 (30)	4.63 (3)
124Sn	123.9052743 (17)	5.79 (5)



L'abbondanza isotopica differisce da un elemento ad un altro inoltre, certi elementi hanno un numero elevato di isotopi come, ad esempio Sn e pochi: Cl: ³⁵Cl e ³⁷Cl o nessuno (Tc e Pm)

Le abbondanze isotopiche di Sr (in %) sono:

$$^{88}\text{Sr} = 82.53$$

$$^{87}\text{Sr} = 7.04$$

$$^{86}\text{Sr} = 9.87$$

$$^{84}\text{Sr} = 0.56$$

$$\text{TOT.} = 100.00$$

Sommando le singole masse isotopiche per l'abbondanza, abbiamo il PESO ATOMICO:

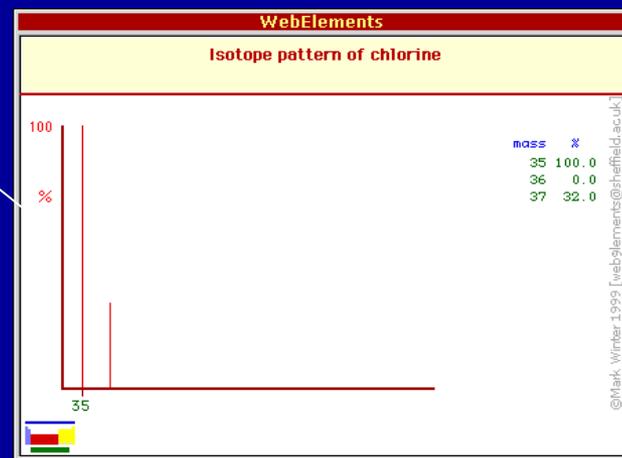
$$^{35}\text{Cl} \quad 34.96885 \cdot 0.7577 = 26.4958$$

$$^{37}\text{Cl} \quad 36.9659 \cdot 0.2423 = 8.9568$$

$$\text{Peso Atomico} = 35.45 \text{ amu}$$

(amu: atomic mass unit riferita a ¹²₆C che per definizione ha 12 amu)

Isotope	Atomic mass (m/u)	Natural abundance (atom %)
³⁵ Cl	34.968852721 (69)	75.78 (4)
³⁷ Cl	36.96590262 (11)	24.22 (4)

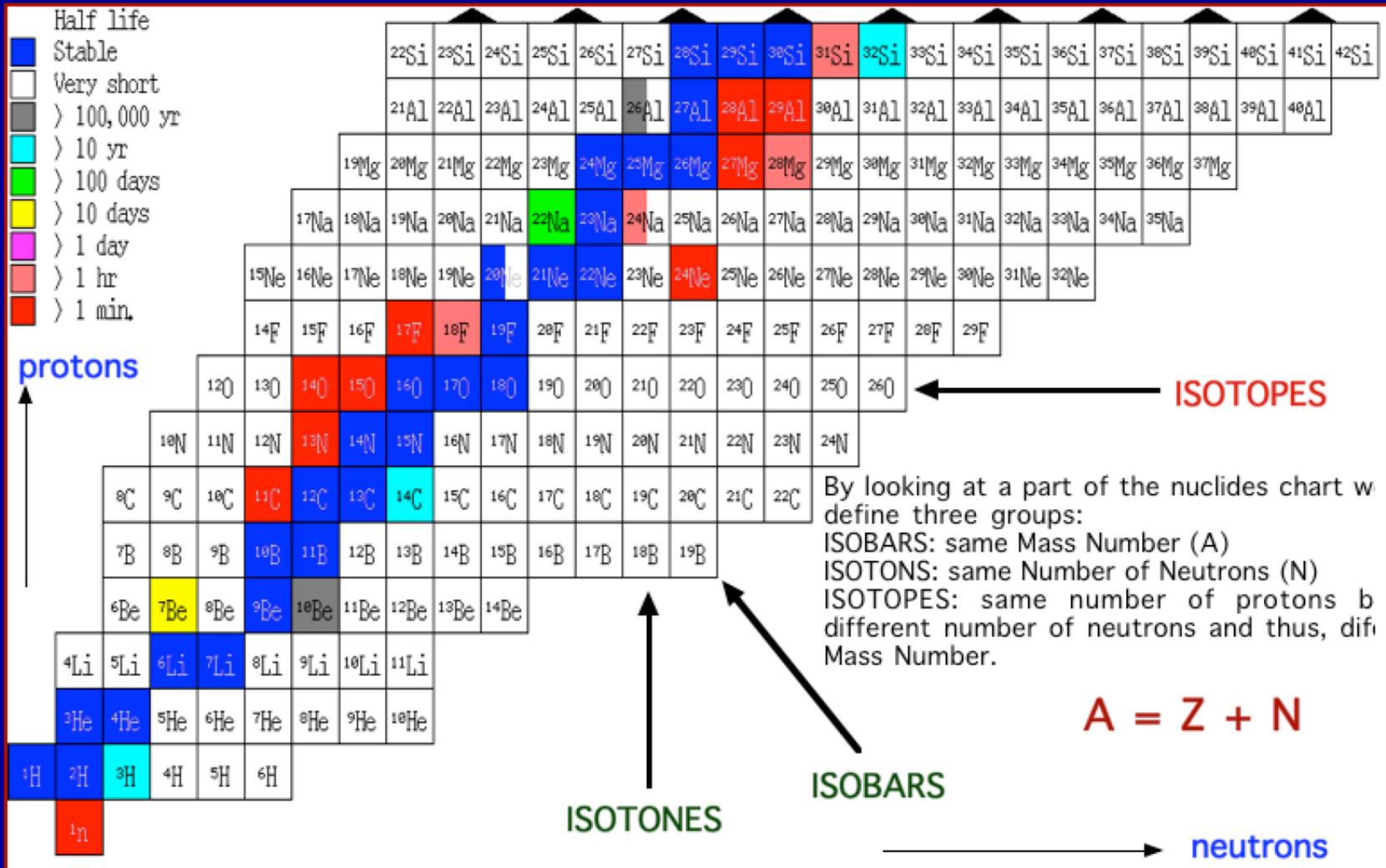


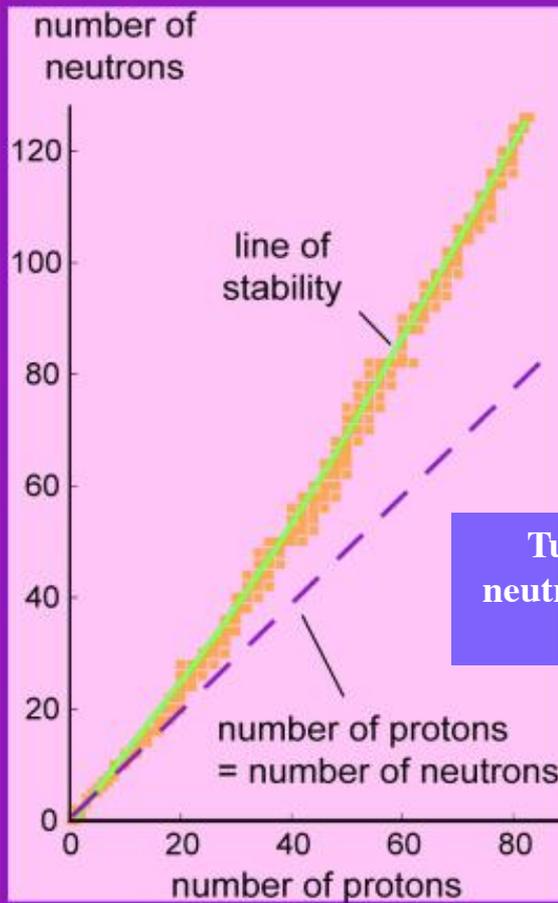
Carta dei Nuclidi

$$Z/N \approx 1$$

Difetto di neutroni

Eccesso di neutroni



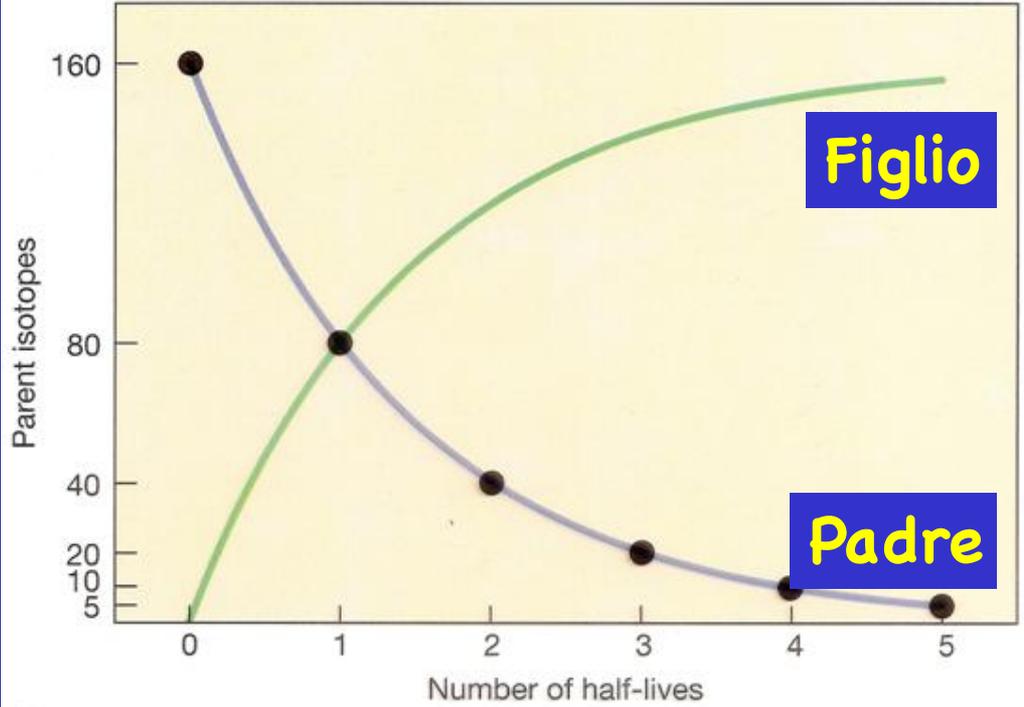


Tutti i nuclei pesanti stabili hanno più neutroni che protoni per aiutare a superare le forze di repulsione fra i protoni

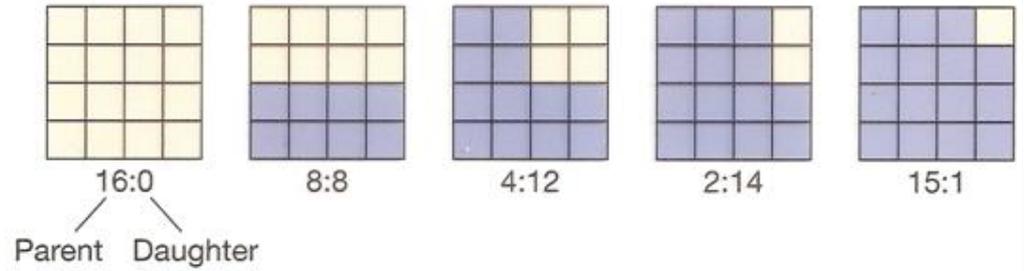
La stabilità viene raggiunta attraverso i processi di decadimento radioattivo

Geocronologia → Datazioni
assolute mediante l'uso
del decadimento
radioattivo





(a)



(b)



(c)

Figure 10.15

Decadimento radioattivo

Il tasso di decadimento di un nuclide genitore instabile è proporzionale al numero dei nuclidi rimanenti ad un tempo t .

$$\frac{-dN}{dt} = \lambda N$$

Dove $-dN/dt$ è il tasso di variazione del numero dei nuclidi parenti. Il segno $-$ indica la diminuzione del tasso. λ è una costante di proporzionalità ed è caratteristica di un particolare nuclide. Si esprime come l'inverso del tempo di decadimento ($1/t$). λN rappresenta il tasso di decadimento ad ogni tempo t .

Integrando:

$$\text{E quindi: } -\ln N = \lambda t + C$$

$$-\int \frac{dN}{N} = \lambda \int dt$$

Dove C : costante di integrazione. Se poniamo la condizione che al $t=0$ $N=N_0$:

$$C = -\ln N_0$$

Sostituendo:

$$-\ln N = \lambda t - \ln N_0 \Rightarrow \ln N - \ln N_0 = -\lambda t$$

$$N/N_0 = e^{-\lambda t} \Rightarrow N = N_0 e^{-\lambda t}$$

Equazione di base per descrivere tutti i processi di decadimento radioattivo.

Supponiamo che un nuclide instabile produca un nuclide stabile (figlio) e che quest'ultimo non esisteva al tempo 0.
Ad un certo tempo t avremo che:

$$D^* = N_0 - N \longrightarrow N = N_0 - D^*$$

Sostituendo nella: $N = N_0 e^{-\lambda t}$ $N_0 - D^* = N_0 e^{-\lambda t}$

$$D^* = N_0 - N_0 e^{-\lambda t} \longrightarrow D^* = N_0(1 - e^{-\lambda t})$$

Equazione per calcolare il numero di isotopi figli (D^*) ad un tempo t per decadimento radioattivo di nuclide parente che al $t=0$ non aveva nuclidi figli.

Decadimento radioattivo

Nelle applicazioni pratiche delle Scienze della Terra é più conveniente parlare di numero di nuclidi radiogenici figli (D) rispetto al numero dei nuclidi genitori iniziali rimanenti.

$$\begin{array}{l} D^* = N_0 - N \\ N = N_0 e^{-\lambda t} \end{array} \quad \longrightarrow \quad D^* = N e^{\lambda t} - N = N(e^{\lambda t} - 1)$$

Il numero totale di figli (D) presente nel sistema ove avviene il decadimento é:

$$D = D_0 + D^*$$

Dove D_0 é il numero di figli atomi presenti inizialmente. Poiché:

$$D^* = N(e^{\lambda t} - 1) \quad \longrightarrow \quad D = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1)$$

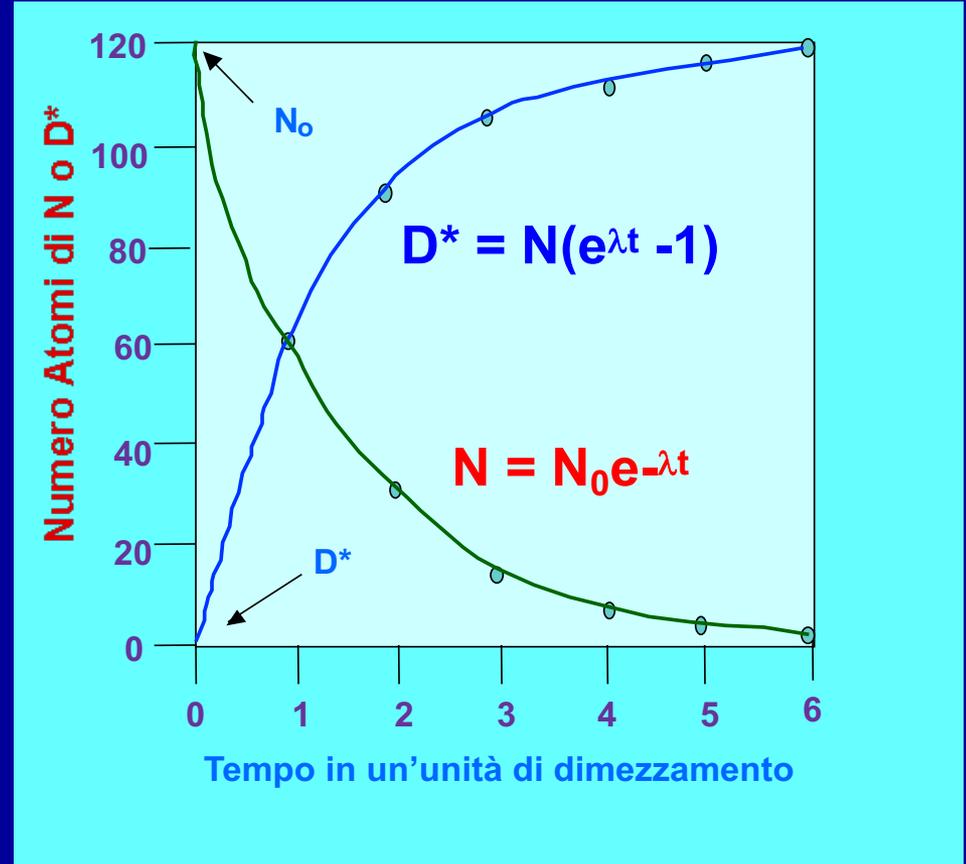
Equazione di base utilizzata per le datazioni delle rocce e dei minerali sulla base del decadimento radioattivo di un nuclide genitore ad un nuclide figlio stabile. D e N sono misurabili direttamente, mentre D_0 é una costante i cui valori possono essere desunti o calcolati da campioni cogenetici della stessa età.

N_0 : numero di nuclidi (genitori/padri) iniziali;

N : numero dei nuclidi (genitori/padri) rimasti;

D^* : numero di nuclidi (figli) prodotti;

$\lambda(1/t)$: costante di decadimento di un certo nuclide



Tempo di dimezzamento di un nuclide

Tempo di dimezzamento di un nuclide ($T_{1/2}$) è il tempo richiesto affinché un certo numero di radionuclidi si dimezzi.

Quindi, a $t=T_{1/2}$; $N=1/2N_0$. Sostituendo nell'equazione:

$$N=N_0e^{-\lambda t} \rightarrow 1/2N_0=N_0e^{-\lambda t_{1/2}}$$

$$\ln(1/2) = -\lambda T_{1/2} \rightarrow \ln 2 = \lambda T_{1/2}$$

$$T_{1/2} = 0.693/\lambda$$

La relazione tra il tempo di dimezzamento con la costante di decadimento.

Costanti di decadimento

^{40}K a ^{40}Ar

$$\lambda = 0.581 \times 10^{10} \text{ anni}^{-1} \quad -\beta$$

^{87}Rb a ^{87}Sr

$$\lambda = 1.42 \times 10^{11} \text{ anni}^{-1} \quad +\beta$$

^{147}Sm a ^{143}Nd

$$\lambda = 0.581 \times 10^{10} \text{ anni}^{-1} \quad +\text{He}$$

^{238}U a ^{206}Pb

$$\lambda = 0.16 \times 10^9 \text{ anni}^{-1} \quad +\text{He, fissione}$$

^{187}Re a ^{187}Os

$$\lambda = 1.61 \times 10^{11} \text{ anni}^{-1} \quad +\beta$$

$$T_{1/2} = 0.693/\lambda$$

$$D = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1)$$

D_0 : numero di nuclidi figli già presenti;

D : numero di figli totali

$$D = D_0 + D^*$$

Equazione di base utilizzata per le datazioni delle rocce e dei minerali sulla base del decadimento radioattivo di un nuclide genitore ad un nuclide figlio stabile. D e N sono misurabili direttamente, mentre D_0 è può essere desunto o calcolato da campioni cogenitici della stessa età.

Punti chiave

- ★ Sistema chiuso
- ★ Il valore assegnato a D_0 deve essere realistico.
Il valore è tanto migliore tanto più $D^* \gg D_0$
- ★ Il valore di λ deve essere conosciuto accuratamente
- ★ I valori di D e N devono essere misurati accuratamente

Punti chiave

- ✦ Sistema chiuso
- ✦ Il valore assegnato a D_0 deve essere realistico. Il valore é tanto migliore tanto più $D^* \gg D_0$
- ✦ Il valore di λ deve essere conosciuto accuratamente
- ✦ I valori di D e N devono essere misurati accuratamente

Tempo di dimezzamento: $T_{1/2} = \frac{0.693}{\lambda}$

Costante di decadimento: λ

Rapporti isotopici

Le abbondanze isotopiche dello Sr sono (in %):

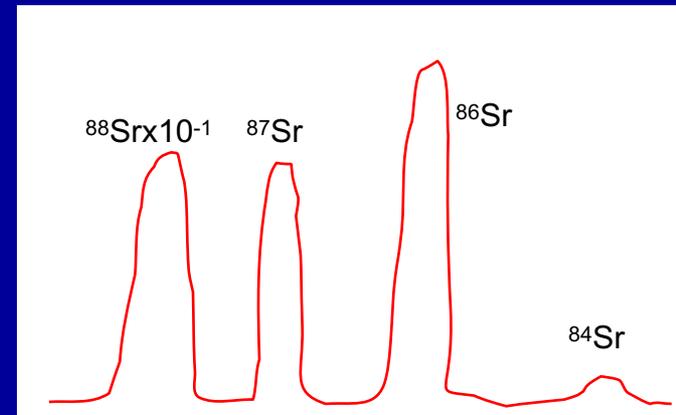
$^{88}\text{Sr} = 82.53$

$^{87}\text{Sr} = 7.04$

$^{86}\text{Sr} = 9.87$

$^{84}\text{Sr} = 0.56$

TOT. = 100.00



Le abbondanze isotopiche del Rb sono (in %):

$^{85}\text{Rb} = 72.17$

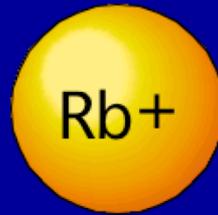
$^{87}\text{Rb} = 27.83$

TOT. = 100.00

Normalmente, vengono utilizzati i rapporti isotopici rispetto alle concentrazioni isotopiche, normalizzando l'isotopo radiogenico all'isotopo stabile: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Esempio di Datazione Rb-Sr

Rubidio



Raggio ionico: 1.48 Å

Raggio ionico K: 1.33 Å

Il Rb sostituisce il K in:

Miche (bi, mu, flog, ecc.)

K-Feld (or, microcl)

Argille (illite)

Evaporiti (silvite, carnallite)



Stronzio



Raggio ionico: 1.13 Å

Raggio ionico Ca: 0.99 Å

Lo Sr sostituisce il Ca in:

Plag, apatite, CaCO₃

Pirosseni (diopside)

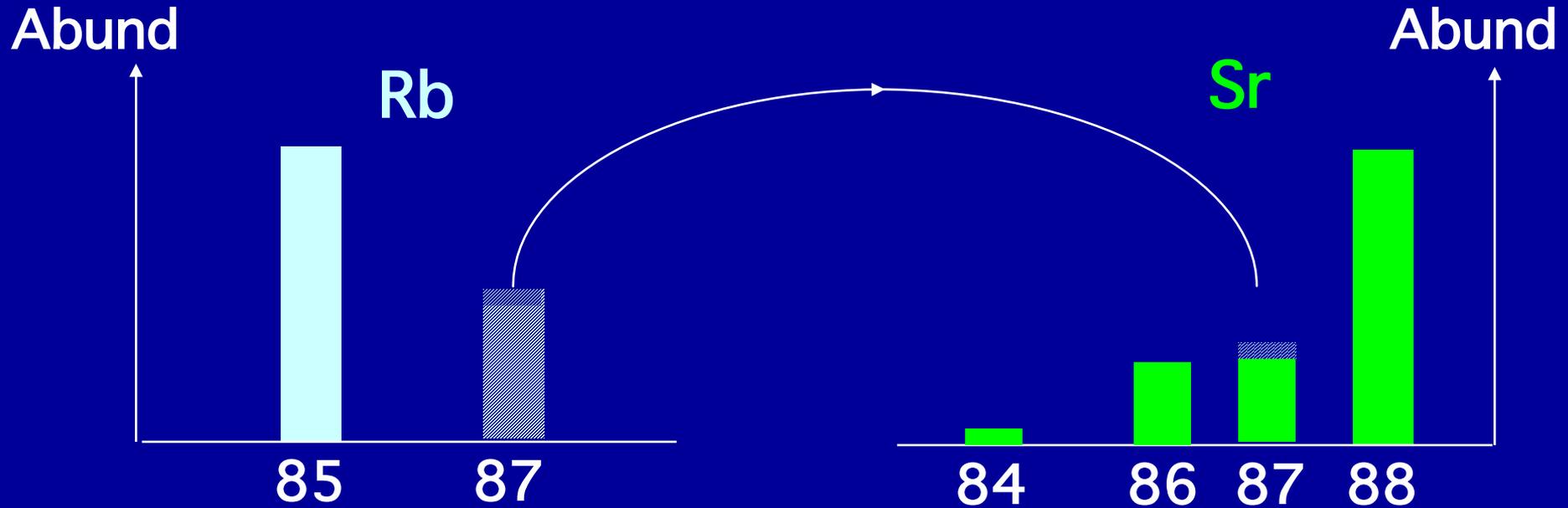
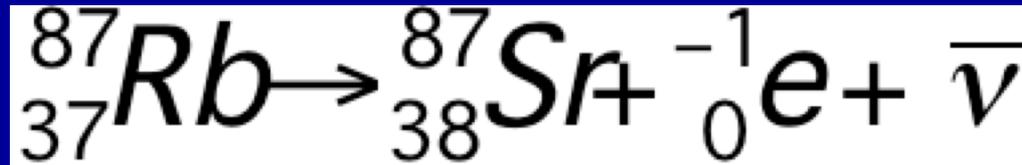
Talvolta, Sr-->K in K-feld

Stronzianite, celestite



Il decadimento radioattivo come strumento per la datazione delle rocce

Geocronologia: datazione rocce ($T_{1/2} = 48.8 \times 10^9$ a)



Equazioni di base per il decadimento radioattivo e per l'applicazione a datazioni di materiale geologico

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

Equazione di base per descrivere tutti i processi di decadimento radioattivo.

$$D^* = N_0(1 - e^{-\lambda t})$$

Equazione per calcolare il numero di isotopi figli (D^*) ad un tempo t per decadimento radioattivo di nuclide parente che al $t=0$ non aveva nuclidi figli.

$$D = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1)$$

Equazione di base utilizzata per le datazioni delle rocce e dei minerali sulla base del decadimento radioattivo di un nuclide genitore ad un nuclide figlio stabile. D e N sono misurabili direttamente, mentre D_0 è costante per il sistema in studio e i cui valori possono essere desunti o calcolati da campioni cogenetici della stessa età.

Decadimento β negativo, β^- : $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr} + \beta^- + \bar{\nu} + Q$

e^-

antineutrino

Energia di
decadimento

$$D = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1)$$

n° figli n° iniziale n° genitori rimanenti

$$^{87}\text{Sr} = ^{87}\text{Sr}_i + ^{87}\text{Rb} (e^{\lambda t} - 1)$$

$$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_i + \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1)$$

$$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_i + \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1)$$

Rapporto misurato

Selezionato sul tipo di roccia

Oppure (meglio) calcolato!!!

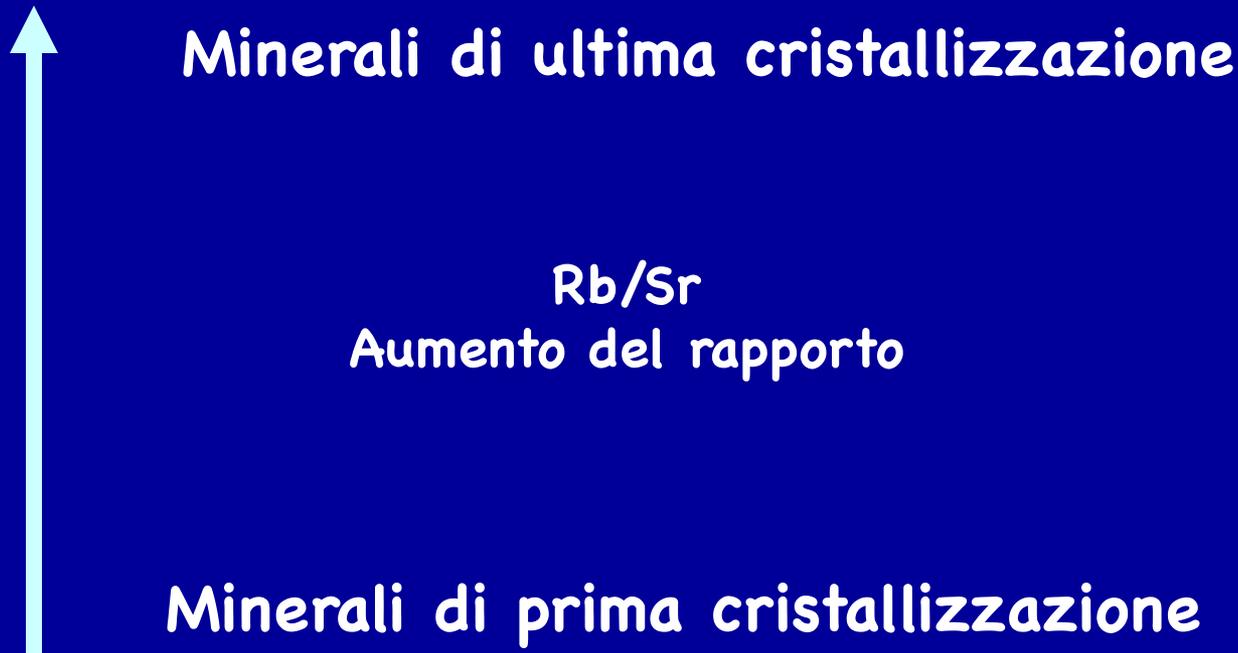
$1.42 \times 10^{-11} \text{ y}^{-1}$

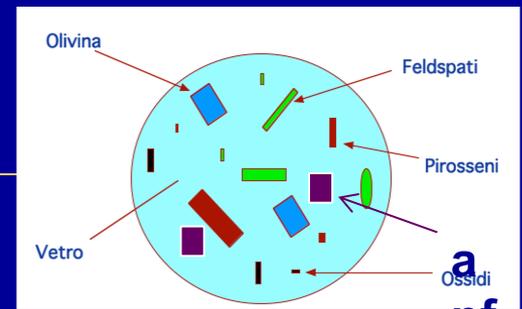
$$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} = (\text{Rb}/\text{Sr}) \times \frac{\text{Ab}^{87}\text{Rb} \times \text{WSr}}{\text{Ab}^{86}\text{Sr} \times \text{WRb}}$$

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} - \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_i}{\left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} \right)} + 1 \right]$$

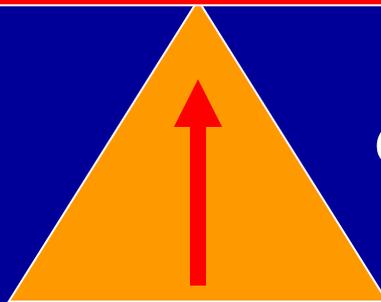
Comportamento di Rb e Sr nel processo magmatico

Lo Sr tende ad entrare in minerali di prima cristallizzazione tipo pirosseni e plagioclasti mentre il Rb tende a rimanere nella fase fusa. Infatti, il Rb entra nei K-feldspati e in minerali di ultima formazione!





Camera magmatica

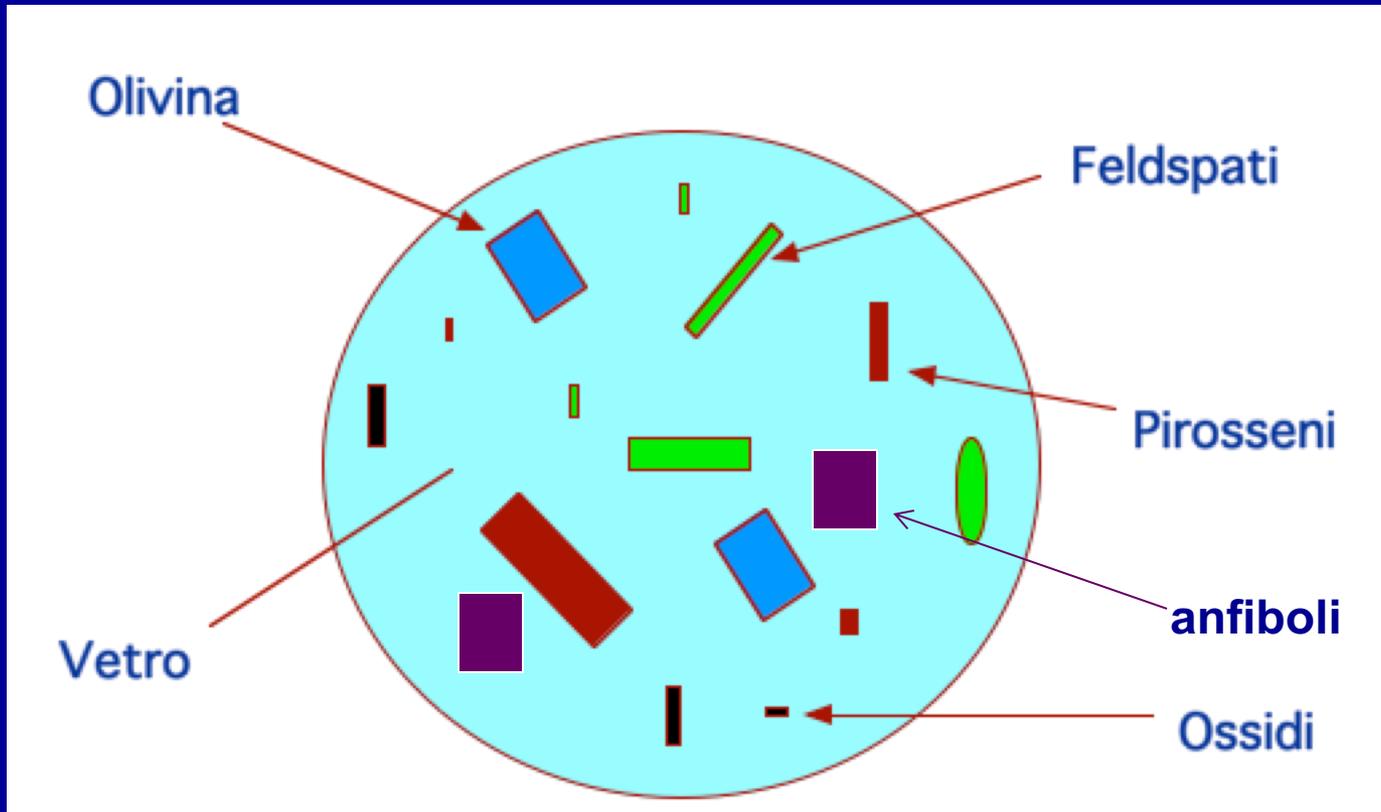


Convogliamento fusi silicatici

Fusione parziale



Astenosfera



diopside



anfiboli



vetro



bulk-

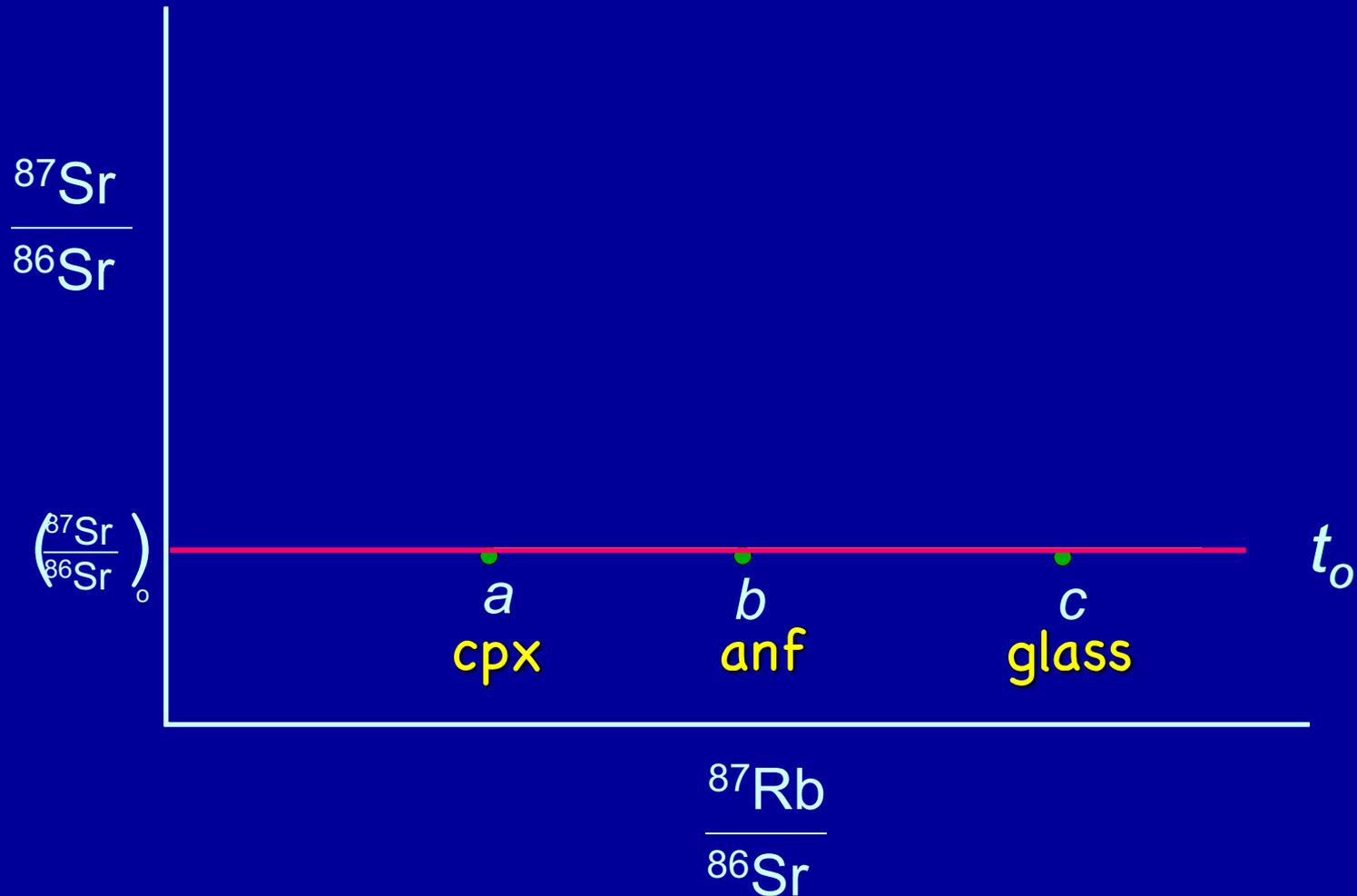


Metodo della geocrona o isocrona

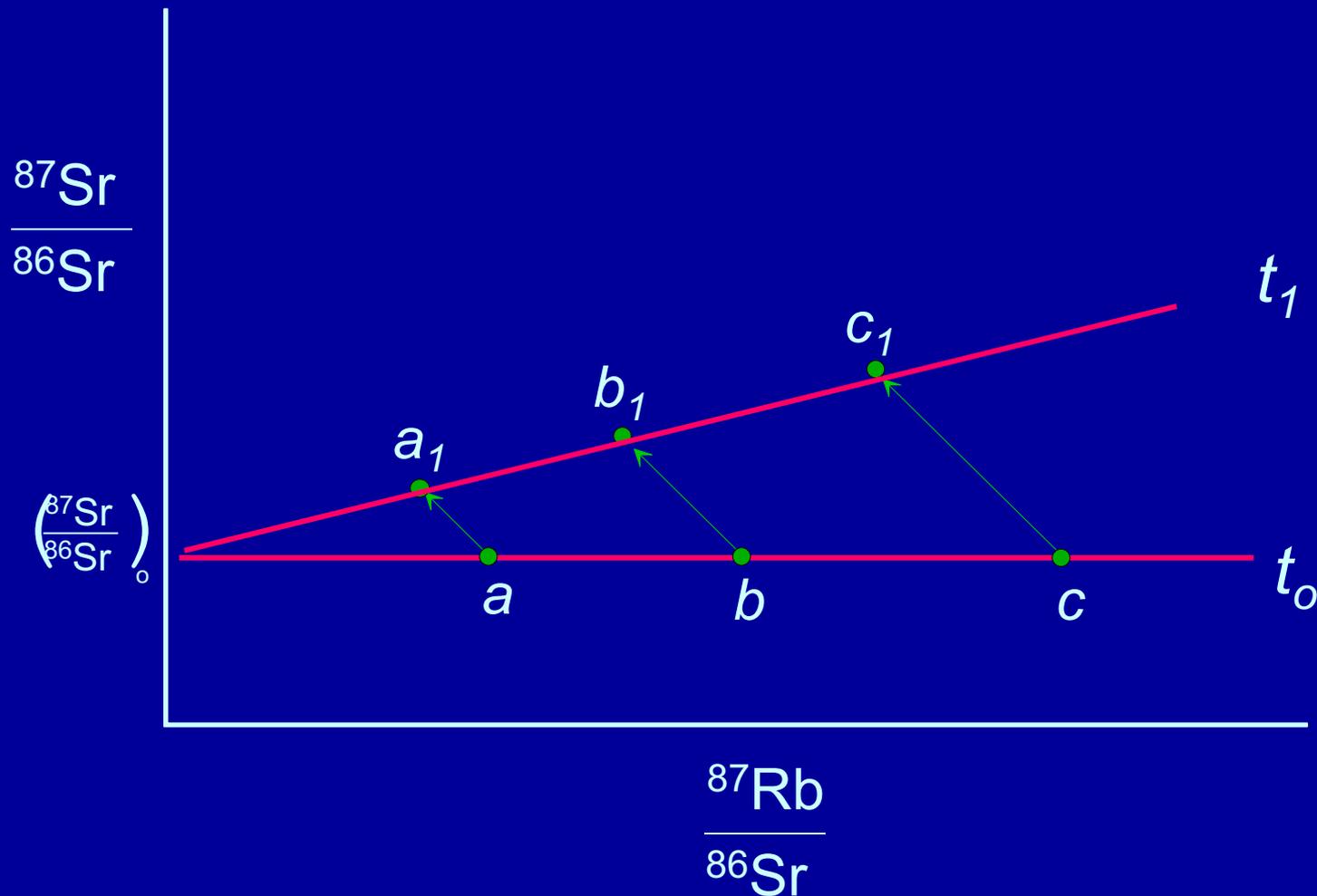
$$\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_0 + \frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1)$$

$y = b + mx$ ove $m = e^{\lambda t} - 1$

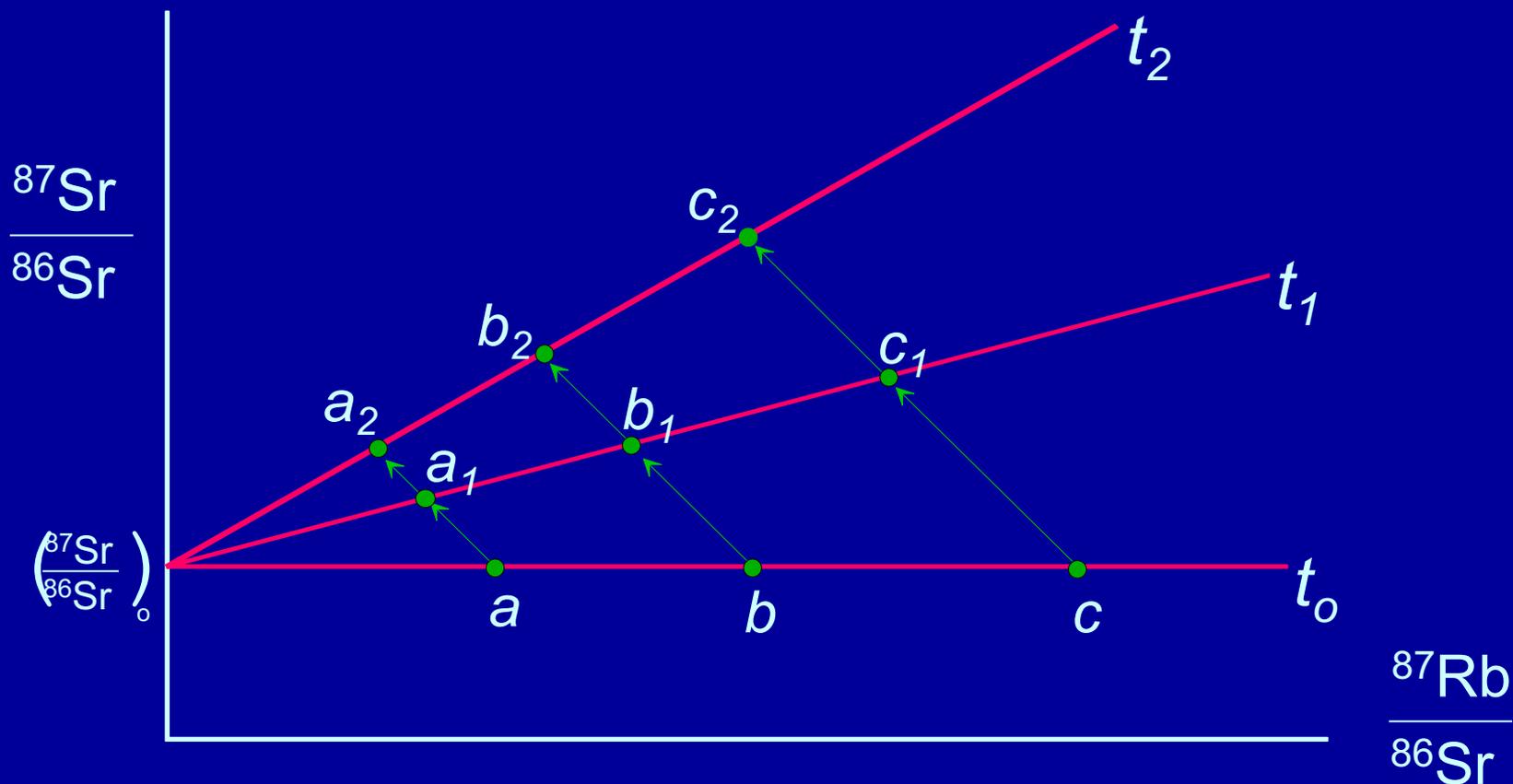
Tre minerali co-genetici (stessa roccia: a,b,c) al tempo t_0



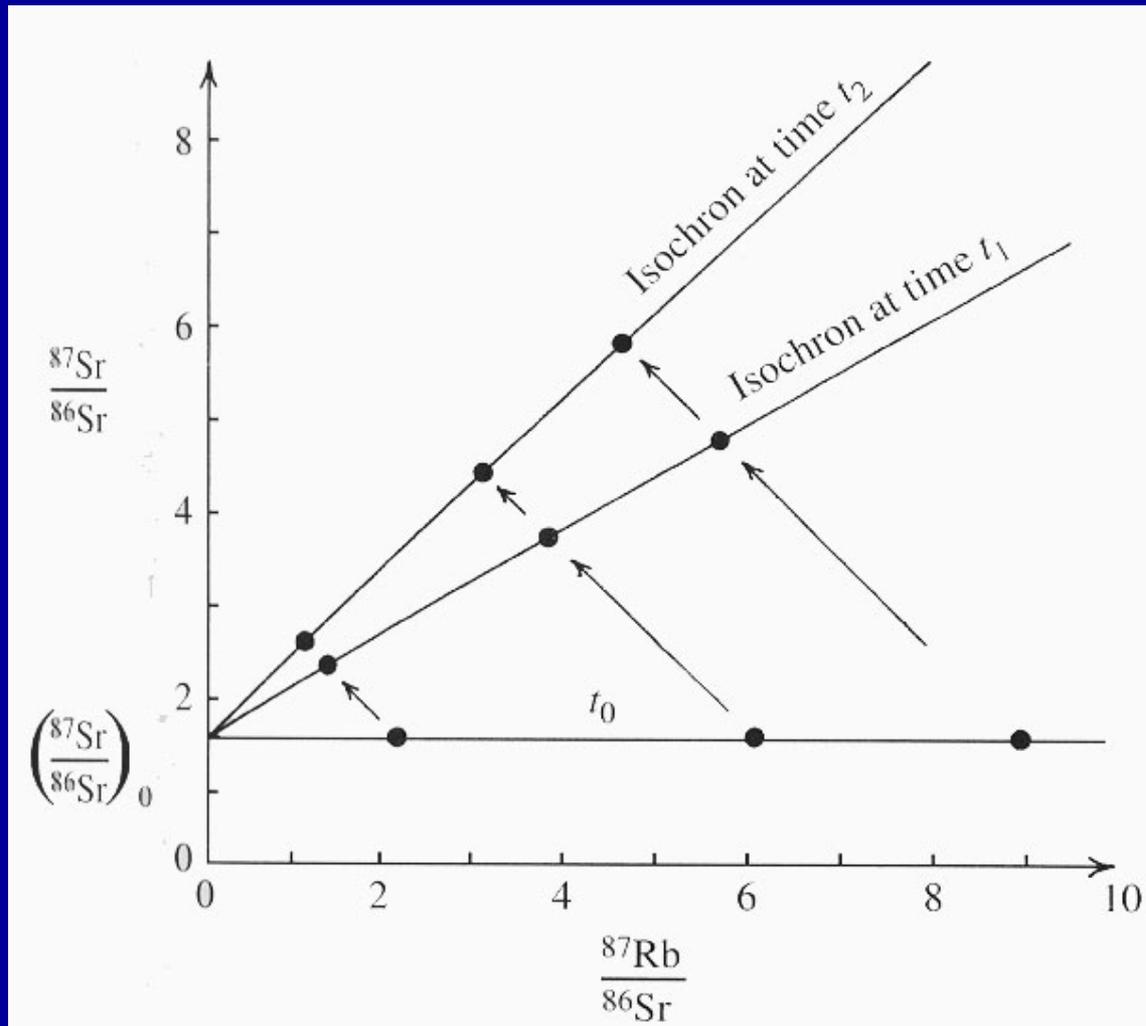
Dopo un po' di tempo passiamo da $t_0 \rightarrow t_1$. Ogni campione perde ^{87}Rb e guadagna una quantità equivalente di ^{87}Sr

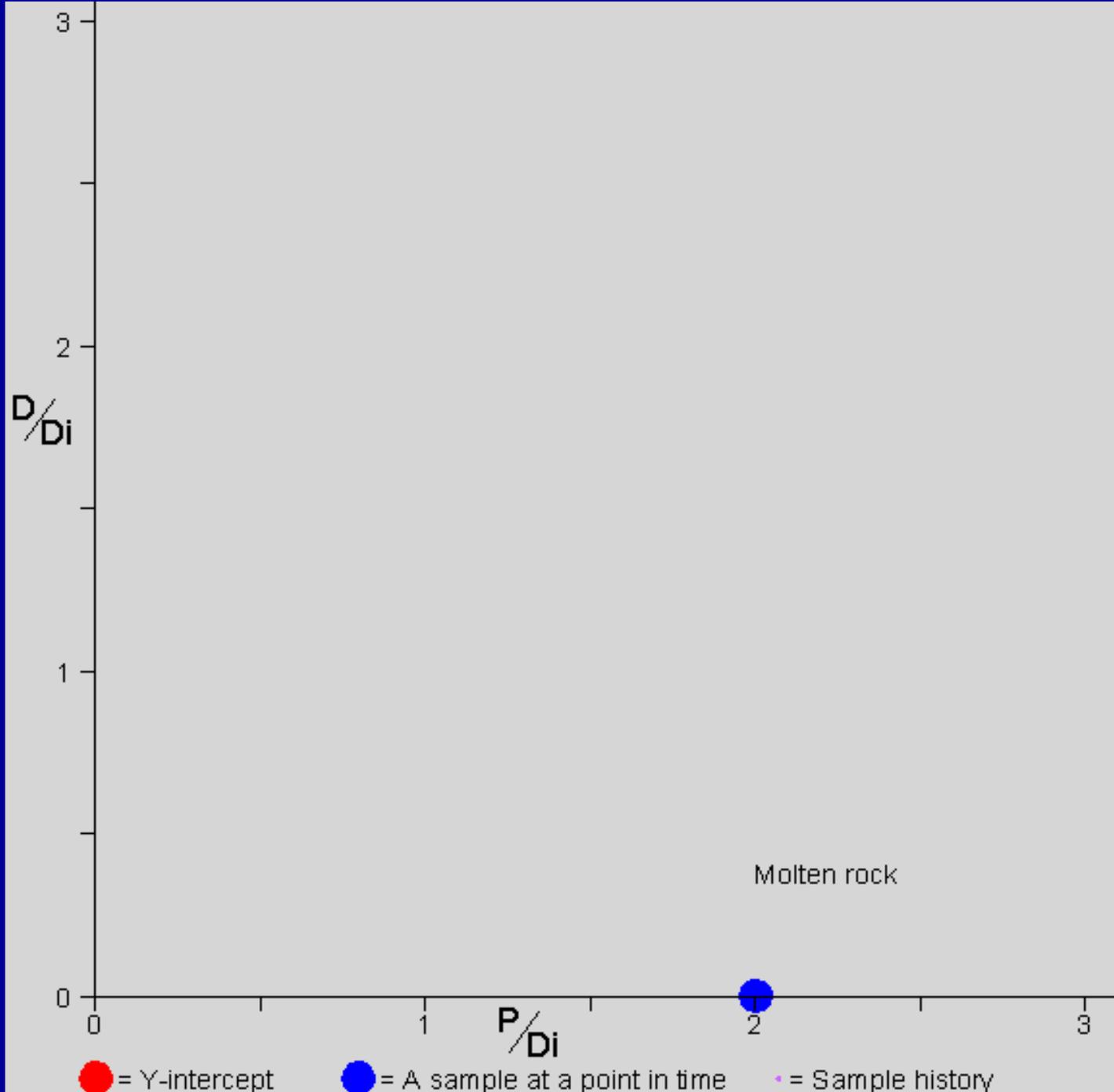


Al tempo t_2 ogni minerale si sarà evoluto \rightarrow nuova linea:
mantenendo linearità e aumentando il coefficiente
angolare.



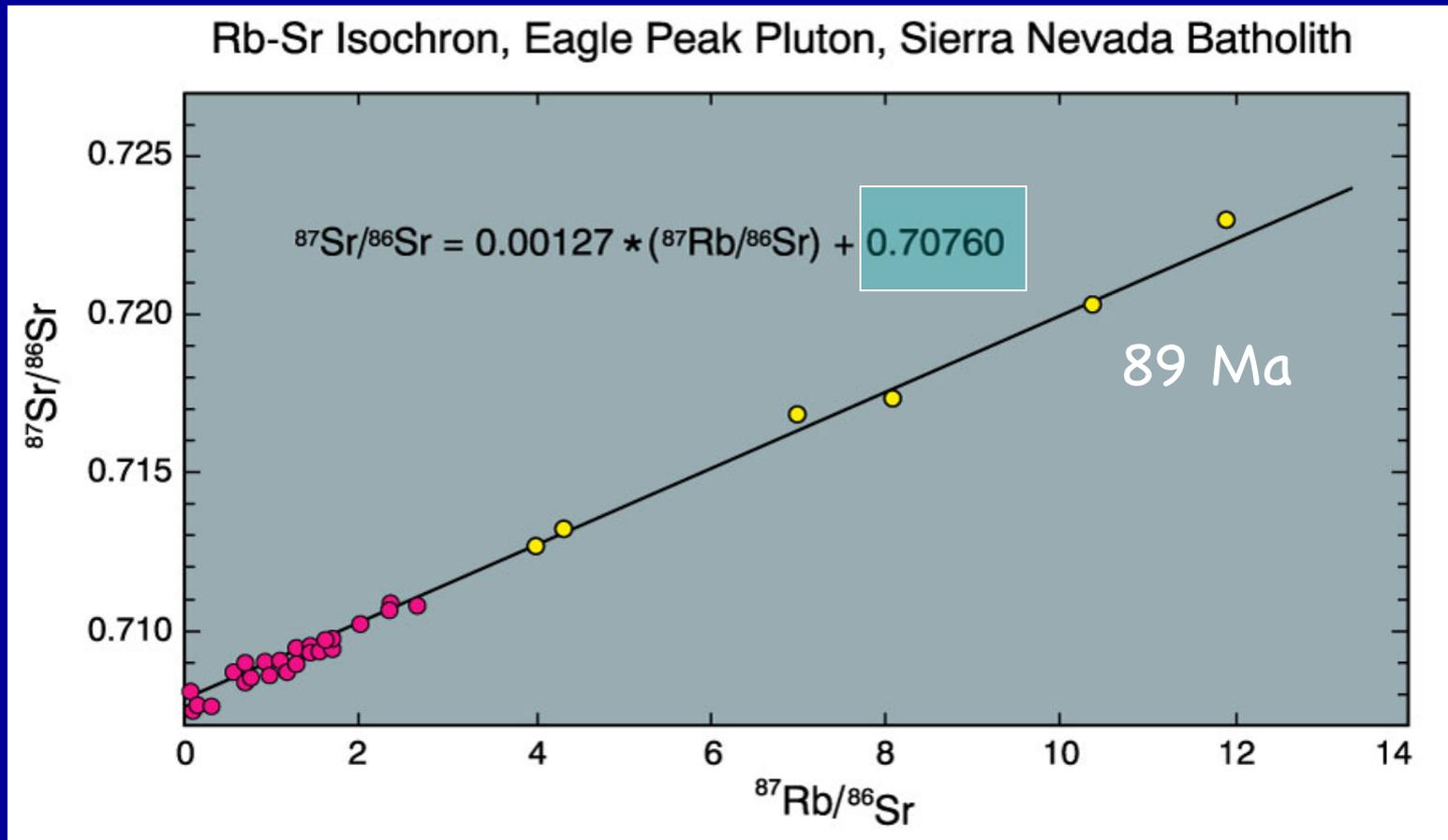
Sistematica dell'isocrona Rb/Sr

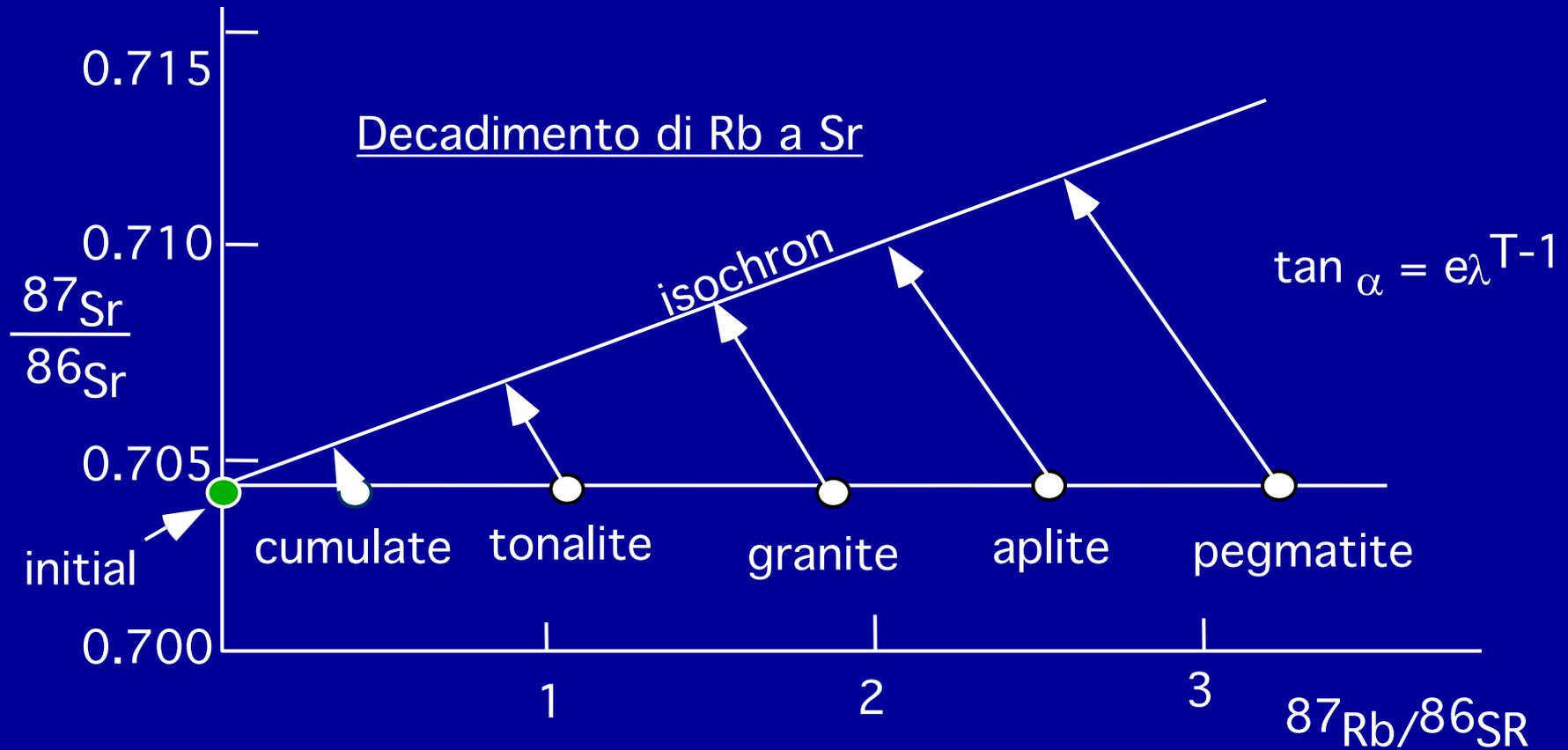




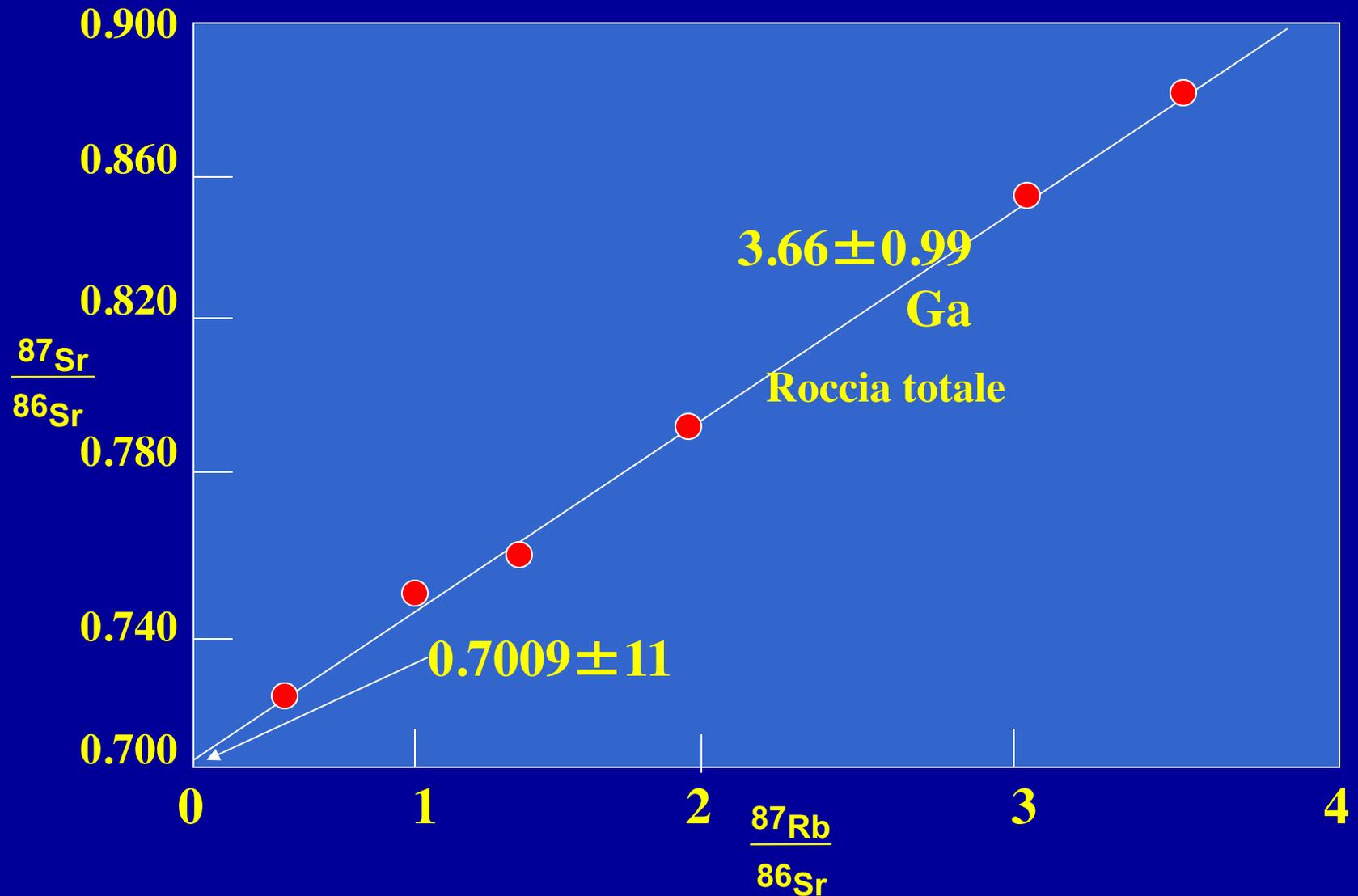
La tecnica dell'isocrona produce:

1. L'età delle rocce (dallo slope = λt)
2. $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ = il valore iniziale di $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$



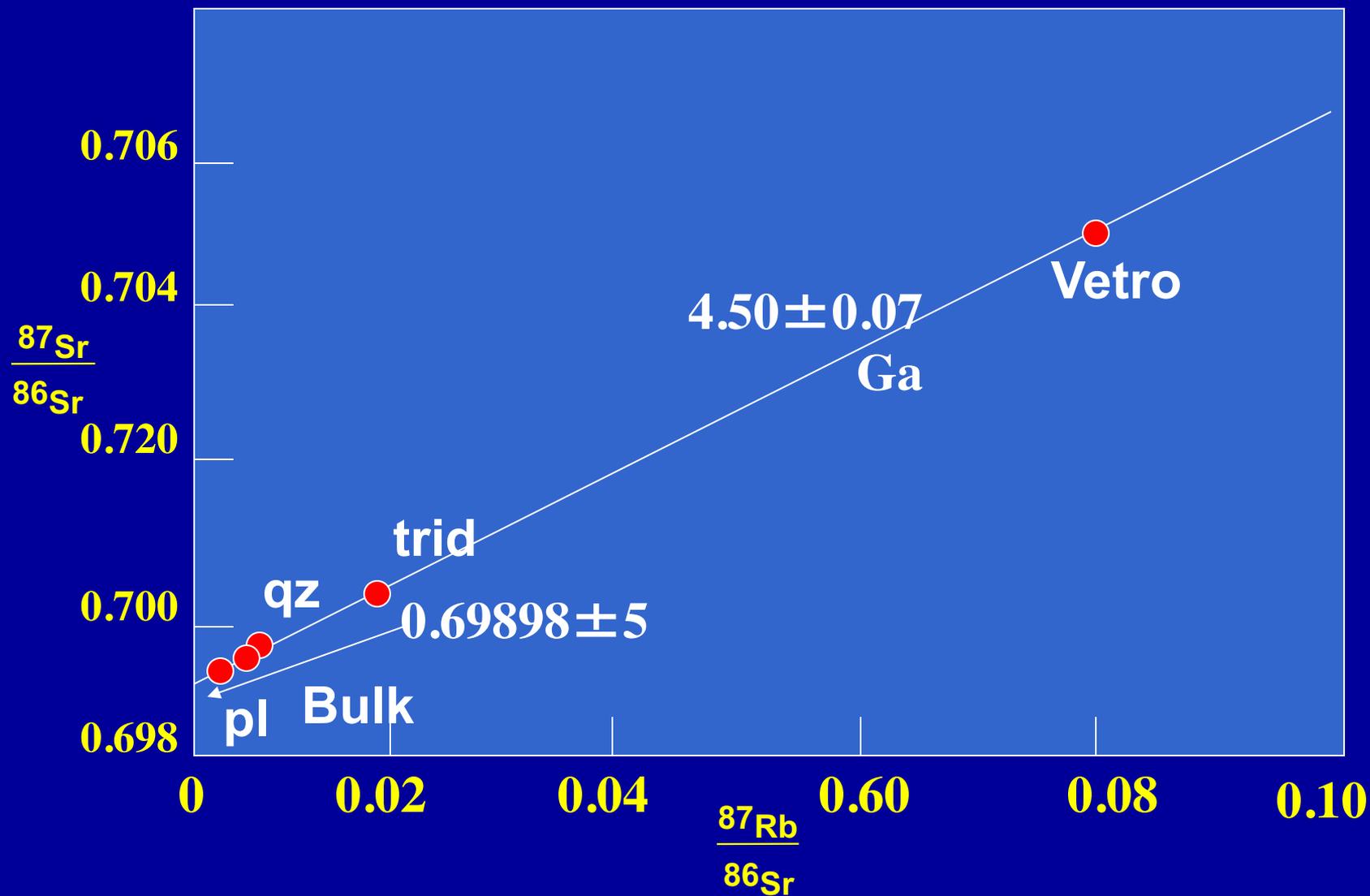


Gneiss da Amitsoq (Groenlandia)



Roccia metamorfica di alto grado: feldspati, mica, quarzo

Acondrite basaltica Juvinas (1821, Libonnes, Francia)



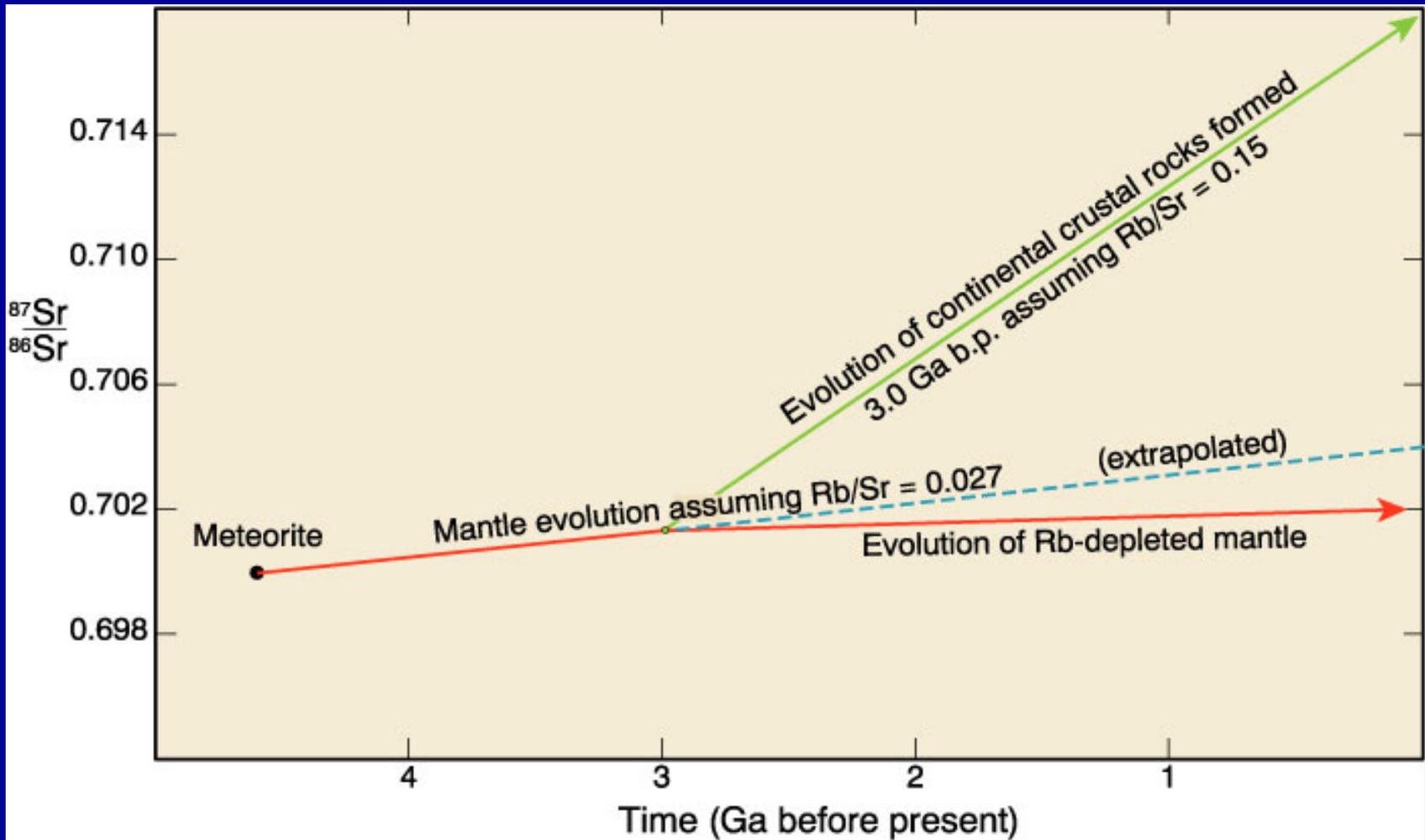
Sulla Terra non ritroviamo età così spinte. I processi geologici hanno obliterato le formazioni originarie.

Solamente con le meteoriti possiamo definire sia il rapporto isotopico iniziale sia l'evoluzione del nostro Pianeta

Le differenze che esistono nei rapporti iniziali trovati nelle meteoriti sono le sole evidenze per ricostruire le prime fasi di vita del nostro Pianeta e del Sistema Solare

Il rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniziale sembra essere quello rappresentato dalle meteoriti basaltiche acondritiche che hanno un valore di 0.69898 e chiamato BABI (Basalt Achondrite Best Initial), simile a JUSI

COME SARA' EVOLUTO IL MANTELLO CON IL TEMPO GEOLOGICO?



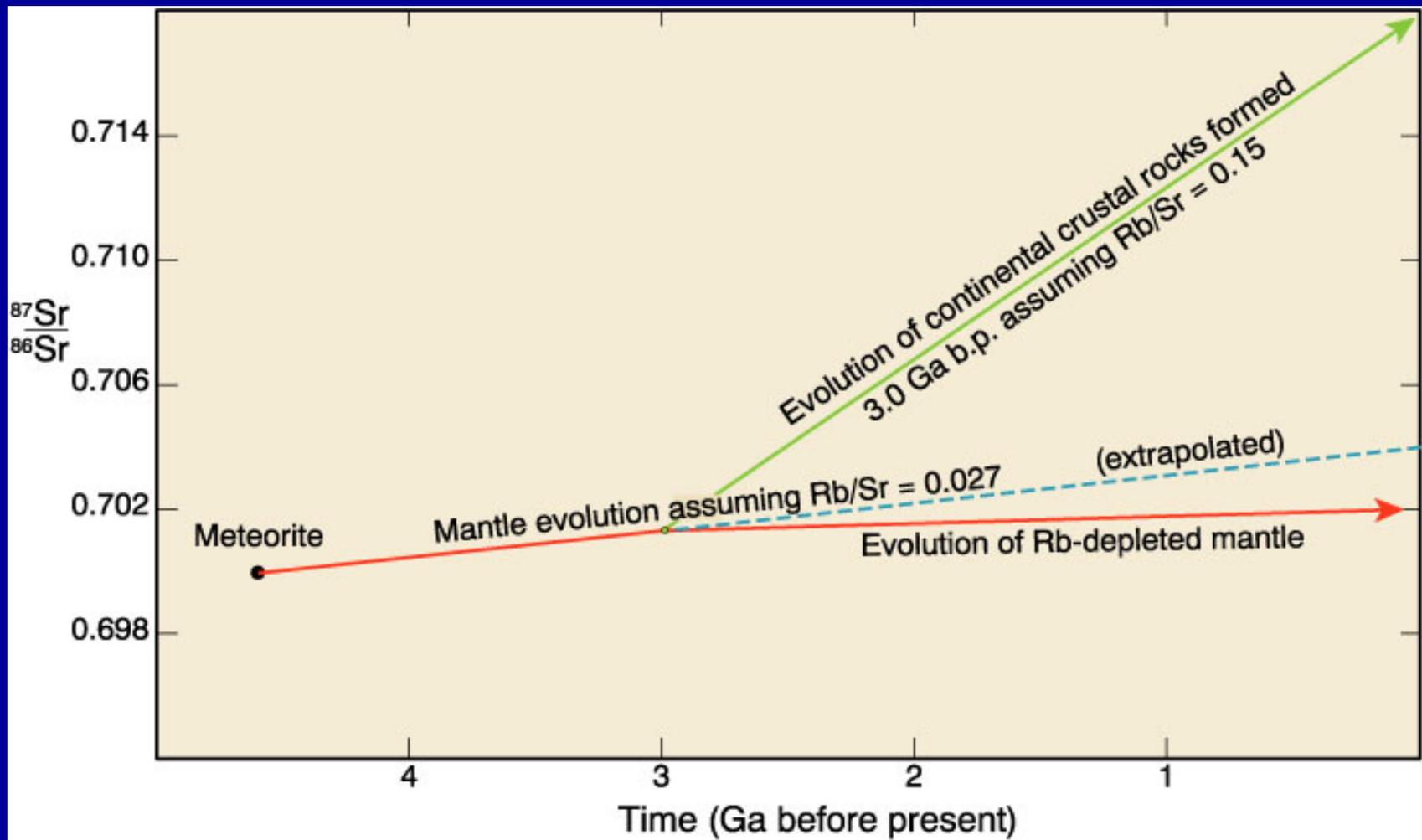
$^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd}$ per decadimento α

$$\lambda = 6.54 \times 10^{-13} \text{ a}^{-1} \text{ (} T_{1/2} \text{ 106 Ga)}$$

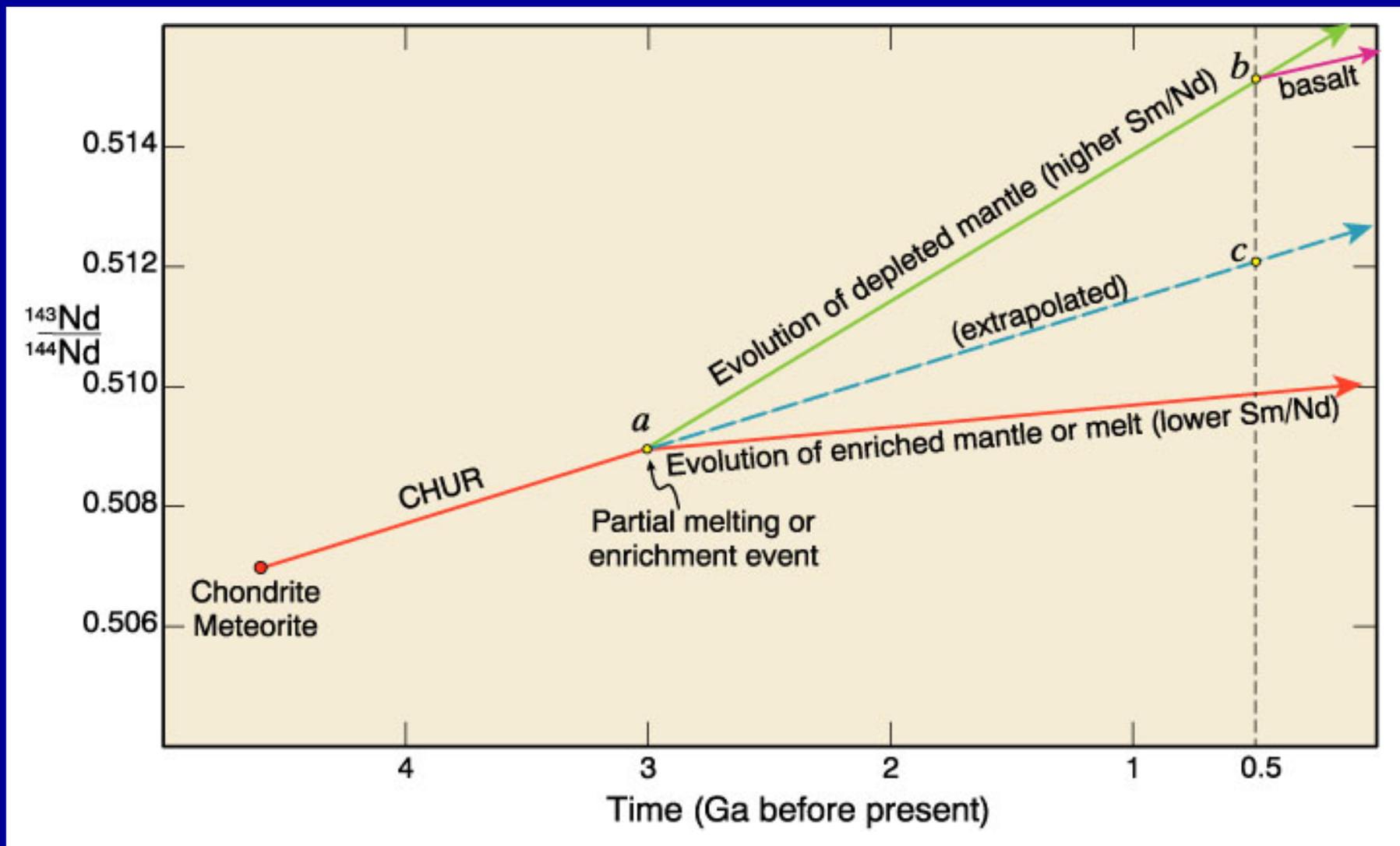
- L'equazione di riferimento è al ^{144}Nd non-radiogenico:

- $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 + (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}) (e^{\lambda t} - 1)$

Samario più compatibile (refrattario) del Neodimio



La curva evolutiva è opposta a quella del Rb - Sr



Evoluzione isotopica stimata del Nd isotopic evolution per il mantello superiore, assumendo una fusione a larga scala o un evento di arricchimento a circa 3.0 Ga b.p.

Table 8.3

Radioactive Isotopes Commonly Used for Determining Ages of Earth's Materials

Parent Isotope	Half-Life	Daughter Product	Effective Dating Range (years)
K-40 ^{40}K	1.25 billion years	^{40}Ar	100,000–4.6 billion
U-238 ^{238}U	4.5 billion years	^{206}Pb	10 million–4.6 billion
U-235 ^{235}U	713 million years	^{207}Pb	10 million–4.6 billion
Th-232 ^{232}Th	14.1 billion years	^{208}Pb	10 million–4.6 billion
Rb-87 ^{87}Rb	49 billion years	^{87}Sr	10 million–4.6 billion
C-14 ^{14}C	5,730 years	^{14}N	100–40,000

Lo ^{87}Sr non si ripartisce preferenzialmente in una fase ma la sua abbondanza (concentrazione) è funzione del contenuto di ^{87}Rb : NON ABBIAMO FRAZIONAMENTO!!

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$



Olivina



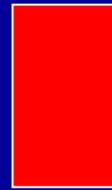
Pirosseno



Anfibolo

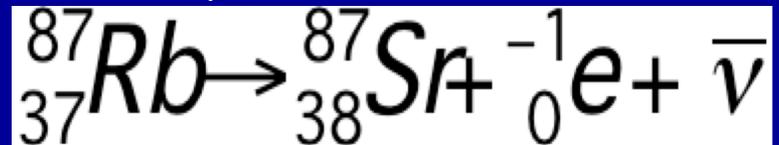


Mica

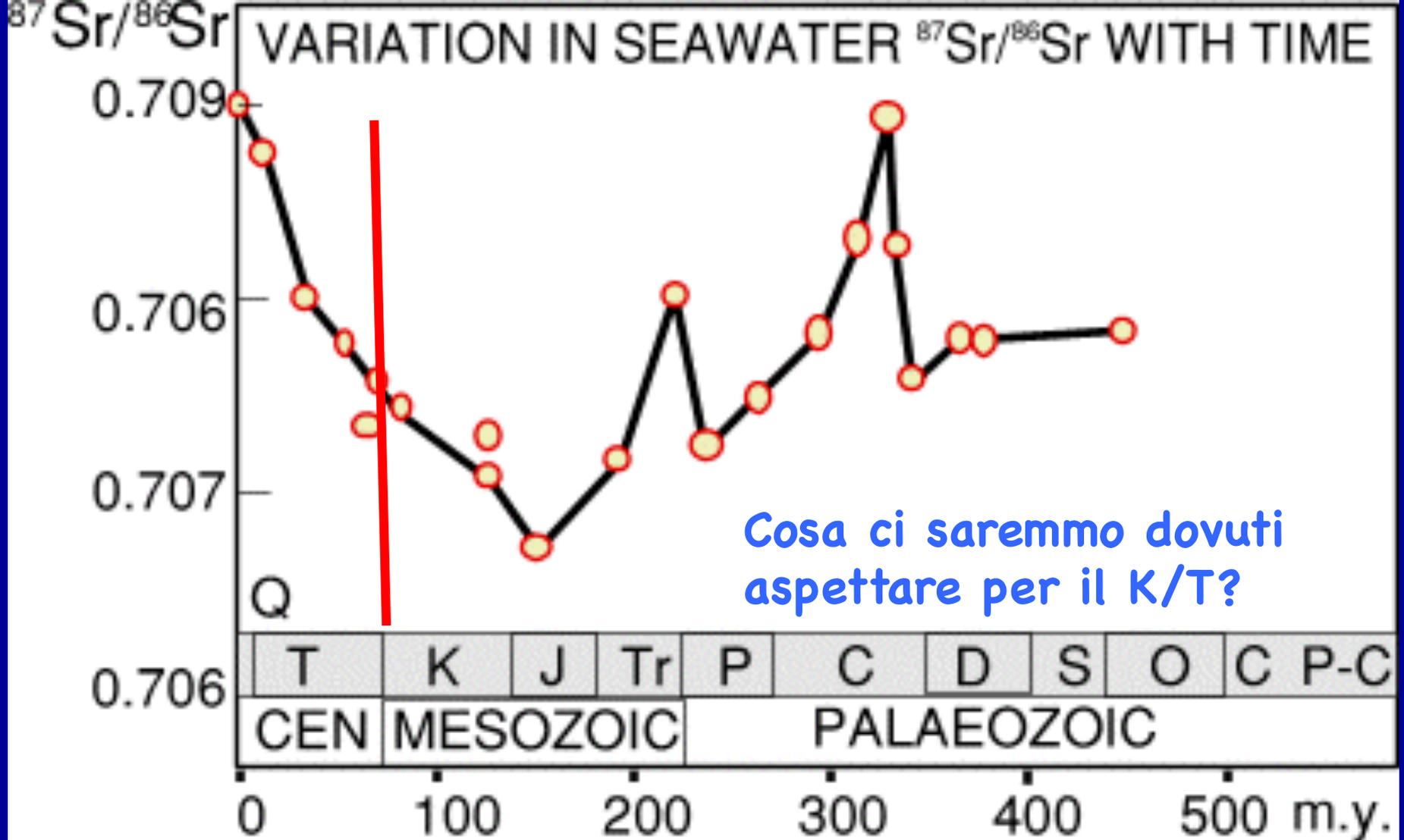


Fusso

$$T_{1/2} = 48.8 \times 10^9 \text{ a}$$



$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$



- Possibili input di Sr in acqua di mare:
 - Eruzioni sottomarine (basaltiche)
 - Fiumi (crosta)

Gas compositions and sources of fluid samples from volcanic area and mud volcanoes in Taiwan

Tsanyao Frank Yang

1983 B.S., Geology, National Taiwan University.

1987 M.S., Geology, National Taiwan University.

1992 Ph.D., Geology, National Taiwan University.

1988-1993 Teaching Assistant, Geology, National Taiwan University

1993-1994 Post-Doctoral researcher, Woods Hole Oceanography Institution

USA. 1993-1995 Instructor, Geology, National Taiwan University.

1998-1999 Visiting Scholar, Earth and Planetary Sciences, Osaka Univ., Japan

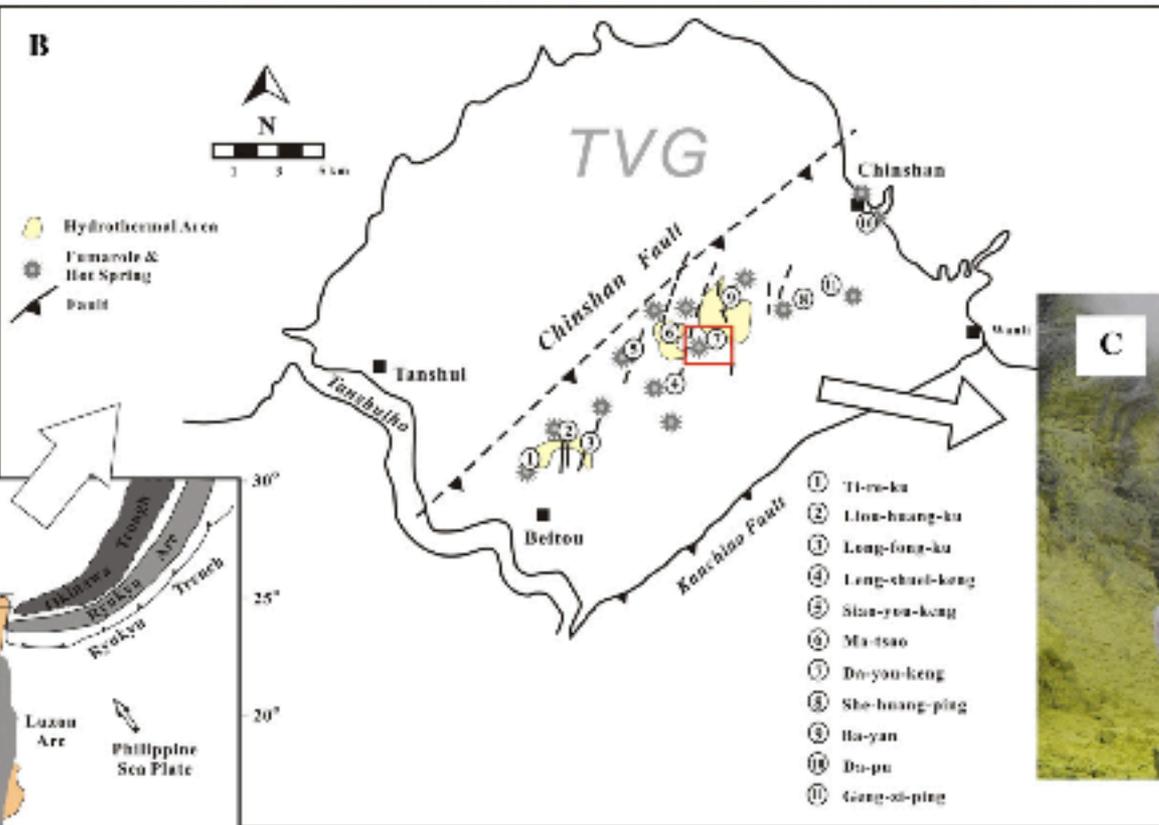
1995-present Associate Professor of Geosciences, National Taiwan University

120°E

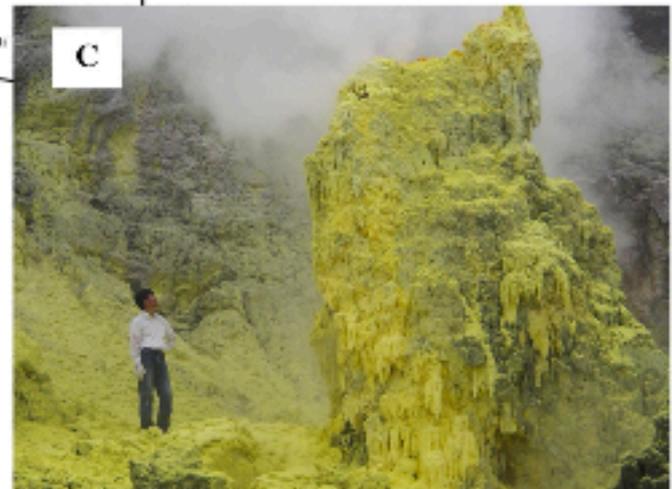
125°E



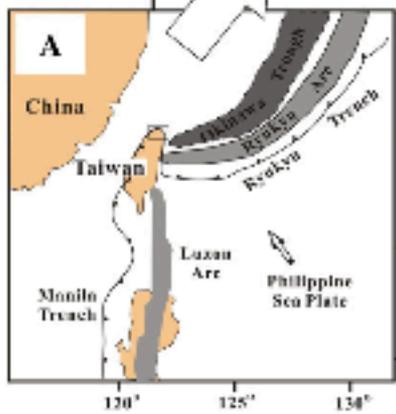
B



C



A



J. Angelier

5°N



Sample	Year	T (°C)	Ar	N ₂	CO	CH ₄	C ₂ H ₆	He	H ₂	O ₂	HCl	H ₂ S	SO ₂	S _{total}	CO ₂	H ₂ O	SO ₂ /H ₂ S
Da-you-keng (DYK): F	2004	-	23.1	2196	3.59	12.1	0.03	0.57	64.3	380	100	2196	69	2265	101,153	893,815	0.03
DYK: F	2005	106	57.1	5183	3.03	85.7	0.92	0.46	7.38	951	775	3091	209	3300	96,727	893,015	0.07
DYK: F	2006	115	66.9	6008	0.69	19.0	0.09	0.62	86.5	1215	795	2130	3539	5669	134,310	851,961	1.67
Liou-huang-ku (LHK-1): F	2004	-	6.15	1166	-	170	0.79	0.42	3.55	61.1	21.3	8037	18.9	8056	145,505	844,997	0.002
LHK-1:F	2005	99.7	6.37	953	2.31	901	3.30	0.48	3.83	46.6	7.28	4046	2.85	4049	97,104	896,923	0.001
LHK-1:F	2006	103.5	47.1	4324	0.23	163	0.37	0.21	0.03	55.6	6.04	6137	42.6	6180	69,790	919,435	0.007
Hsiao-you-keng (SYK): F	2004	-	63.4	5722	1.45	600	2.61	0.57	96.8	1227	10.6	3738	13.7	3752	135,075	853,450	0.004
SYK:F	2005	97.6	15.9	1745	2.72	696	4.02	0.64	35.1	90.5	6.28	3482	20.0	3502	91,324	902,579	0.006
SYK:F	2006	99.3	13.6	1671	0.35	431	1.82	0.25	11.2	51.9	10.5	3976	36.9	4013	77,311	916,496	0.009
Leng-shuei-keng (LFK): F	2004	-	12.7	1579	0.90	144	0.79	0.39	10.5	195	8.86	5321	14.6	5335	110,169	882,544	0.003
LFK:F	2005	99.5	72.0	7814	3.18	911	4.50	1.38	9.22	947	8.98	19,707	71.2	19,778	191,668	778,782	0.004
LFK:F	2006	105	63.1	6091	0.27	272	0.59	0.93	0.52	123	48.3	4764	1.86	4766	140,084	848,550	<0.001
Leng-shuei-keng (LSK): F	2004	-	28.7	4783	2.66	623	2.70	2.03	45.9	290	11.3	40,068	37.3	40,106	258,679	695,423	0.001
LSK:F	2005	66.2	203	23,492	15.0	2560	16.2	5.94	240	547	76.4	94,290	1227	95,517	572,751	304,590	0.013
LSK:F	2006	57.5	428	39,553	2.07	1762	5.16	4.00	71.0	787	52.8	49,786	559	50,345	601,057	305,953	0.011
Ma-tsau (MT-1):F	2004	-	6.96	832	1.90	443	6.38	0.45	7.81	61.8	11.3	2037	1.02	2038	123,043	873,549	0.001
MT-1: F	2005	98.9	25.1	2303	3.56	535	5.82	0.56	8.63	92.0	17.1	2505	15.0	2520	88,489	906,002	0.006
MT-1: F	2006	98.5	28.0	2463	0.10	1035	12.7	0.84	1.64	33.8	34.3	5054	140	5194	97,597	893,607	0.028
Ba-yan (BY): F	2004	-	276	3167	2.60	1487	6.80	1.45	3.16	411	7.99	3863	281	4144	144,498	846,001	0.073
BY: F	2005	99.1	27.3	3143	3.27	1116	10.5	1.23	4.36	324	14.7	896	590	1485	97,627	896,250	0.658
BY: F	2006	100	42.3	4385	0.09	1088	5.66	0.39	0.08	87.5	5.47	1657	645	2302	97,720	894,409	0.389
Geng-zi-ping (GZP): F	2005	99.1	14.3	1805	-	172	0.25	0.94	9.79	19.5	6.71	5308	9.41	5317	58,706	933,950	0.002
GZP:F	2006	108	20.3	2069	0.10	68.9	0.24	0.72	2.87	82.4	11.5	5694	2.33	5697	62,150	929,907	<0.001

μmol/mol

