

Datazioni assolute

Introduzione

Per attribuire un età precisa, espressa in anni (o milioni di anni) a una roccia si utilizzano metodi geochimici basati sul decadimento radioattivo di alcuni elementi chimici.

Gli ISOTOPI di uno stesso elemento hanno lo stesso numero di protoni (e quindi di elettroni) ma un diverso numero di neutroni N . Quindi hanno lo stesso numero atomico Z (o numero di protoni) ma un diverso numero di massa A (protoni + neutroni).

Quando n neutroni/ n protoni molto diverso da 1, gli isotopi INSTABILI (radioattivi) decadono spontaneamente fino ad assumere una configurazione stabile

Introduzione

Gli elementi più utilizzati in geocronologia sono:

Sistema Potassio-Argon

$^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$ tempo di dimezzamento = $1.28 \cdot 10^9$ anni

Sistema Rubidio-Stronzio

$^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$ tempo di dimezzamento = $4.8 \cdot 10^{10}$ anni

Sistema Uranio, Torio - Piombo

$^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ tempo di dimezzamento = $4.47 \cdot 10^9$ anni

$^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$ tempo di dimezzamento = $7.07 \cdot 10^8$ anni

$^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$ tempo di dimezzamento = $1.04 \cdot 10^{10}$ anni

Altri Sistemi

$^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd}$ tempo di dimezzamento = $1,06 \cdot 10^{11}$ anni

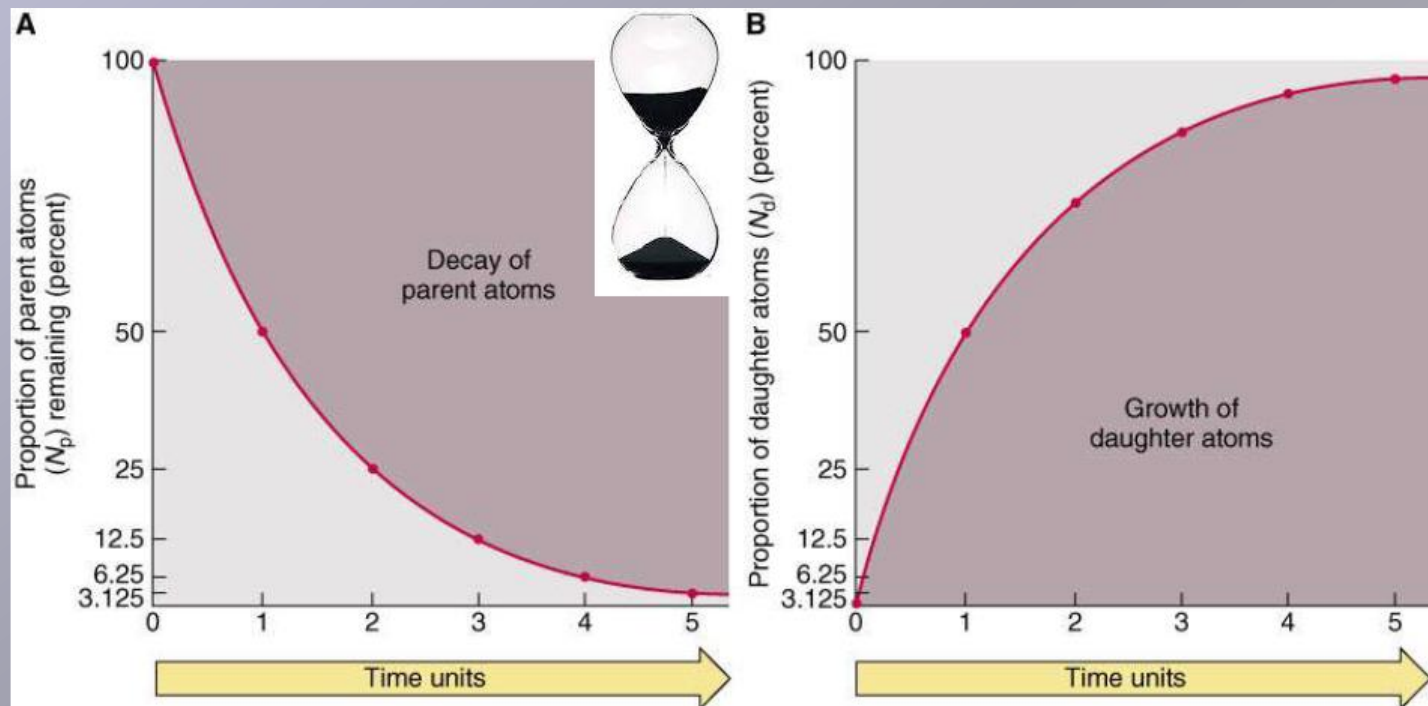
$^{138}\text{La} \rightarrow ^{138}\text{Ce}$ tempo di dimezzamento = $2.59 \cdot 10^{11}$ anni

$^{187}\text{Re} \rightarrow ^{187}\text{Os}$ tempo di dimezzamento = $4.23 \cdot 10^{12}$ anni

Introduzione

Elementi radioattivi (padri) decadono in elementi stabili non radioattivi (figli).

Conoscendo la costante di decadimento dell'elemento padre, la sua quantità nella roccia al tempo t della misura, e la quantità di elemento figlio nella roccia al tempo t della misura, possiamo calcolare da quanto tempo la reazione di decadimento è iniziata, ovvero il tempo t trascorso da quando si è formata la roccia al momento della misura.



Decadimento

Esistono tre tipi di decadimento radioattivo:

Decadimento BETA

Decadimento ALFA

Decadimento GAMMA

Decadimento per cattura elettronica

Decadimento BETA

Quando in un nucleo ci sono troppi neutroni rispetto ai protoni si ha **decadimento di un neutrone in protone con emissione di un elettrone** (particella β^-) e un antineutrino.

neutrone \rightarrow protone + β^- + antineutrino

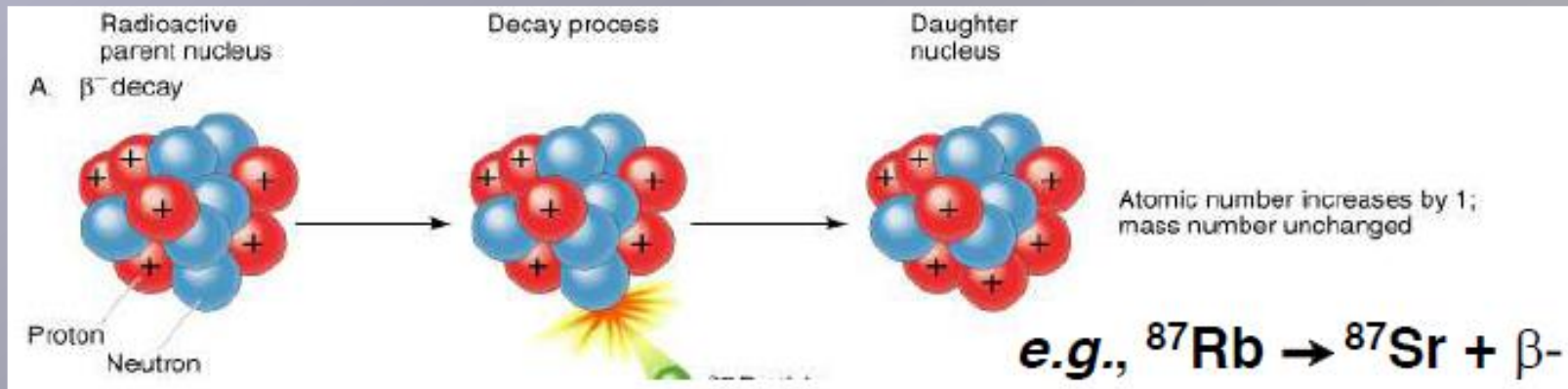
Quando in un nucleo ci sono troppi protoni rispetto ai neutroni si ha **decadimento di un protone in neutrone con emissione di un positrone** (particella β^+) e un neutrino.

protone \rightarrow neutrone + β^+ + neutrino

In entrambi i casi il numero atomico cambia di 1.

Il numero di massa (protoni+neutroni) non cambia.

Cambiando il numero atomico, cambia l'elemento.

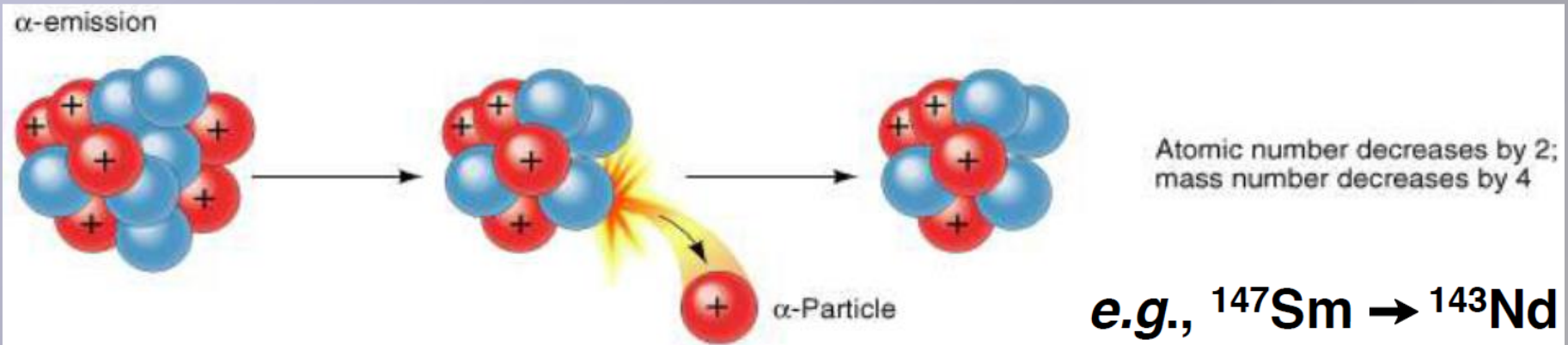


Decadimento ALFA

Una particella α è un nucleo di He (due protoni e due neutroni).

L'emissione di una particella α produce una diminuzione del numero atomico (protonico) di 2 e di numero di massa (protoni+neutroni) di 4.

Cambiando numero atomico, cambia l'elemento.



Decadimento GAMMA

Decadimento per emissione di raggi gamma, cioè fotoni ad alta energia (radiazione elettromagnetica), da un nucleo eccitato.

La frequenza del fotone emesso è funzione della differenza di energia fra stato superiore (eccitato) e stato inferiore (stabile) del nucleo.

Il numero atomico (protonico) e il numero di massa (protoni+neutroni) non cambiano.

Durante il decadimento, l'elemento non cambia.

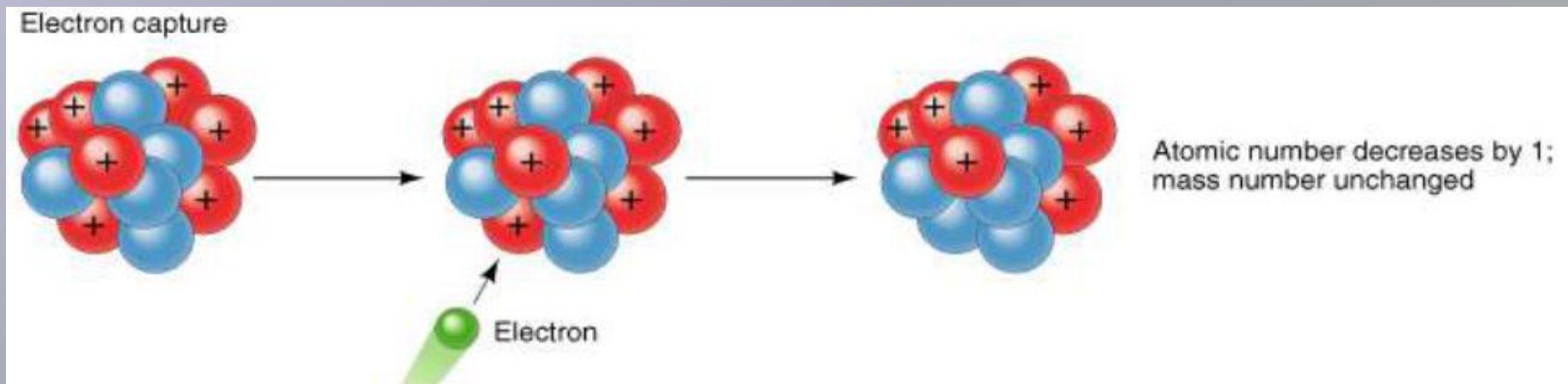
Decadimento per cattura elettronica

Un elettrone, solitamente da livello energetico K o L, è catturato da un protone, formando un neutrone e un neutrino.

Il numero di massa (protoni+neutroni) rimane invariato, mentre il numero atomico (protonico) diminuisce di 1.

Cambiando il numero atomico (protonico), cambia l'elemento.

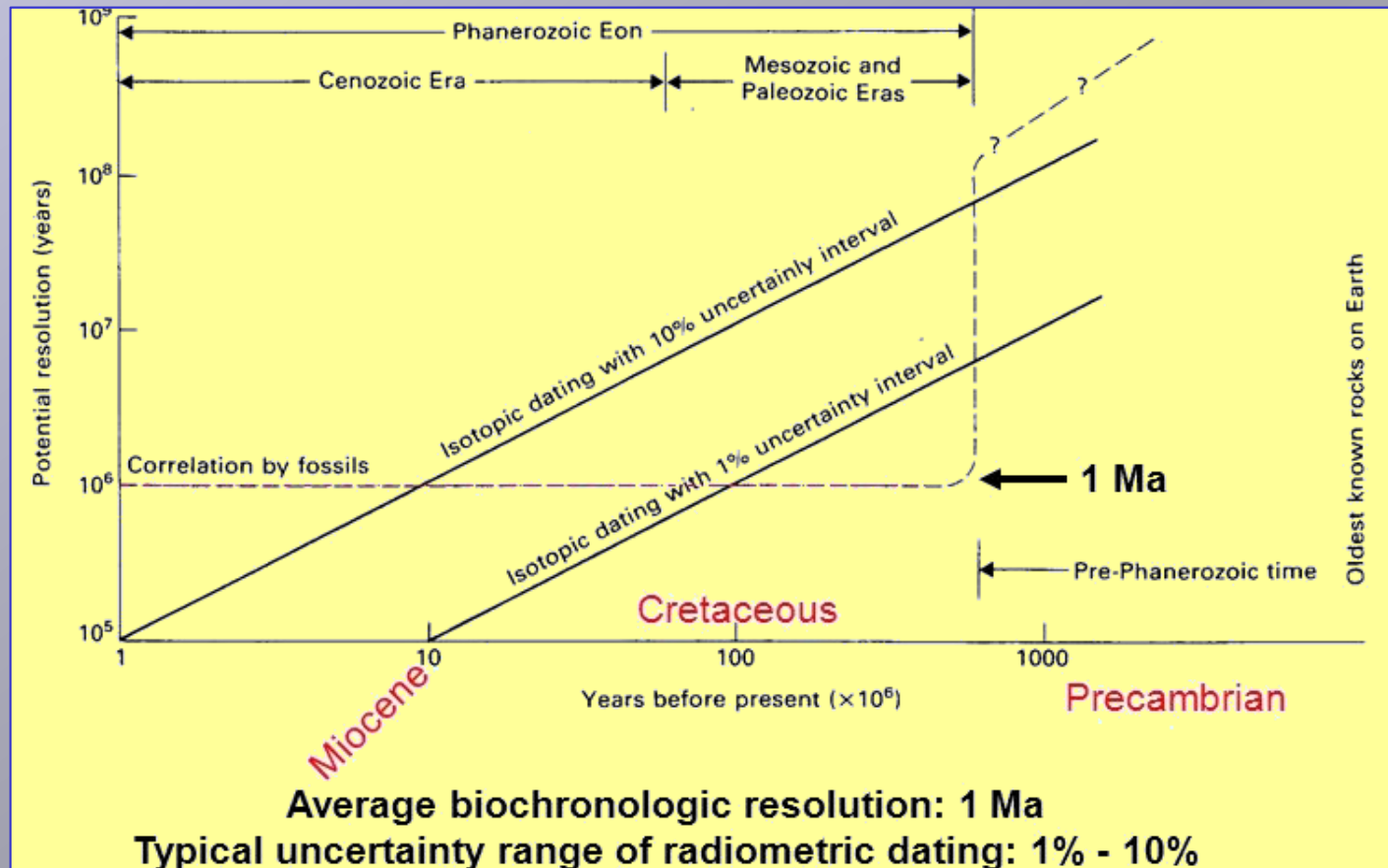
Ad esempio, ^{40}K può decadere in ^{40}Ar tramite cattura elettronica o β^+ e in ^{40}Ca tramite β^- .



Precisione del metodo

Nella maggior parte del Fanerozoico la precisione biostratigrafica è maggiore di quella isotopica.

La datazione isotopica è però necessaria per calibrare l'età dei limiti di zona nei vari schemi biozonali.



Le datazioni della scala cronostratigrafica

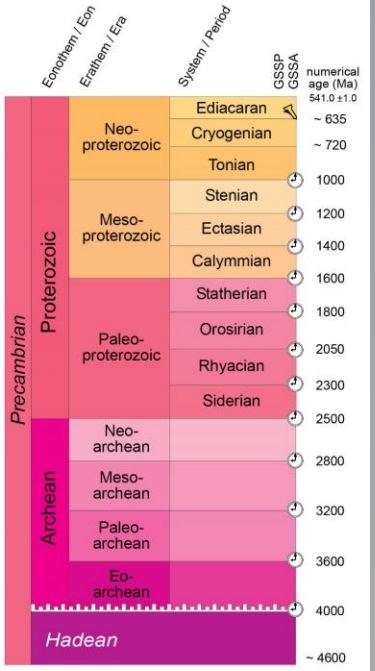
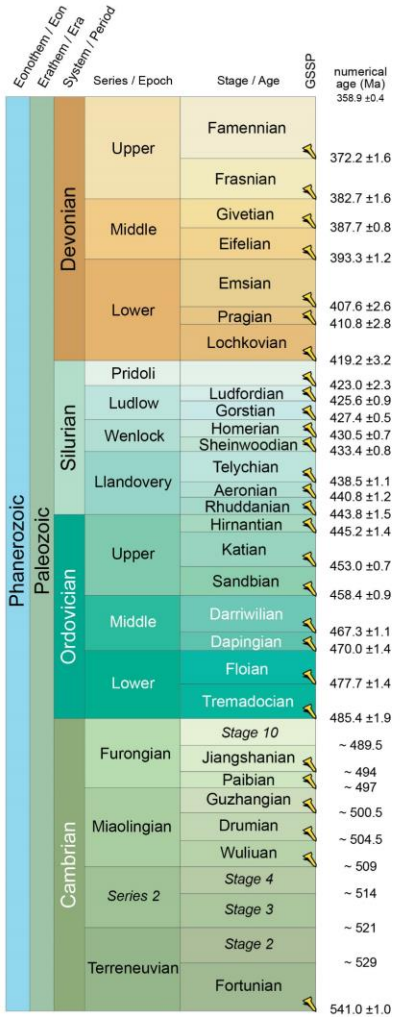
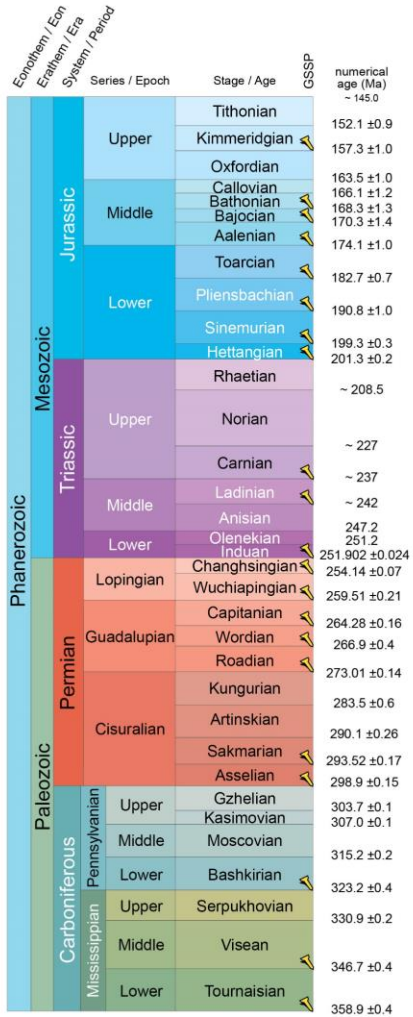
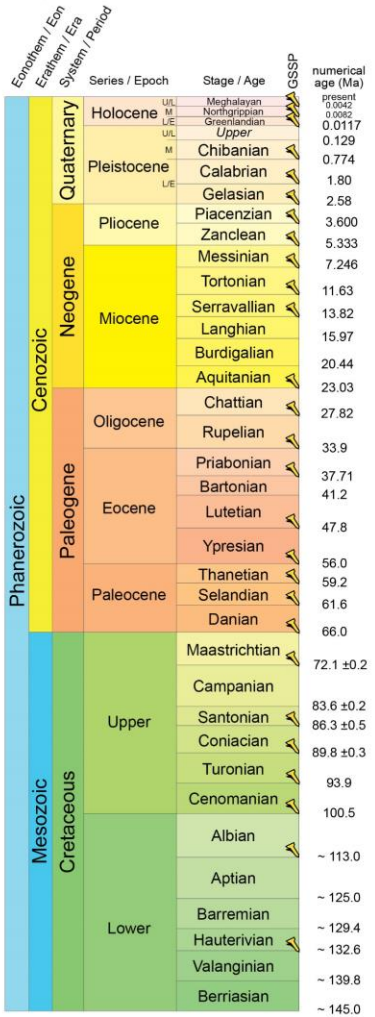


IUGS

www.stratigraphy.org

International Commission on Stratigraphy

v 2021/07



Units of all ranks are in the process of being defined by Global Boundary Stratotype Section and Points (GSSP) for their lower boundaries, including those of the Archean and Proterozoic, long defined by Global Standard Stratigraphic Ages (GSSA). Italic fonts indicate informal units and placeholders for unnamed units. Versioned charts and detailed information on ratified GSSPs are available at the website <http://www.stratigraphy.org>. The URL to this chart is found below.

Numerical ages are subject to revision and do not define units in the Phanerozoic and the Ediacaran; only GSSPs do. For boundaries in the Phanerozoic without ratified GSSPs or without constrained numerical ages, an approximate numerical age (–) is provided.

Ratified Subseries/Subepochs are abbreviated as UL (Upper/Late), M (Middle) and LE (Lower/Early). Numerical ages for all systems except Quaternary, upper Paleogene, Cretaceous, Triassic, Permian and Precambrian are taken from 'A Geologic Time Scale 2012' by Gradstein et al. (2012), those for the Quaternary, upper Paleogene, Cretaceous, Triassic, Permian and Precambrian were provided by the relevant ICS subcommissions.

Colouring follows the Commission for the Geological Map of the World (www.cgmw.org)

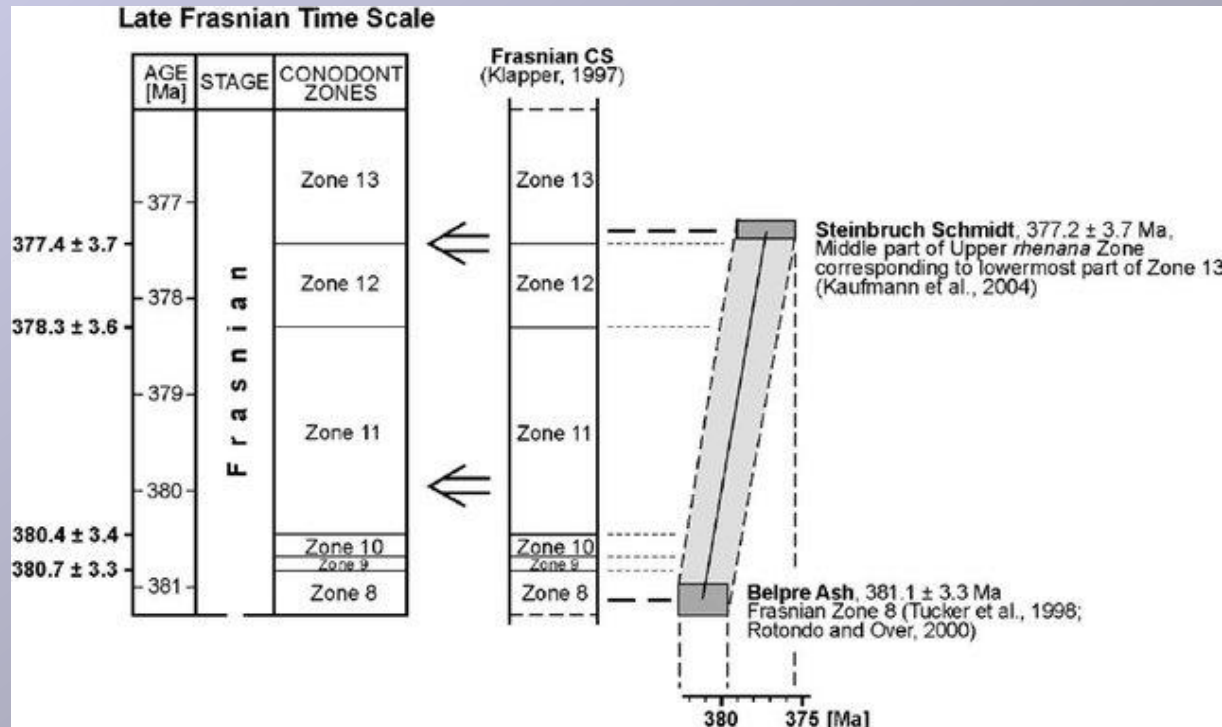
CCGM
CGMW

Chart drafted by K.M. Cohen, D.A.T. Harper, P.L. Gibbard, N. Car (c) International Commission on Stratigraphy, July 2021

To cite: Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.-X. (2013; updated) The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes 36: 199-204.

URL: <http://www.stratigraphy.org/ICSChart/ChronostratChart2021-07.pdf>

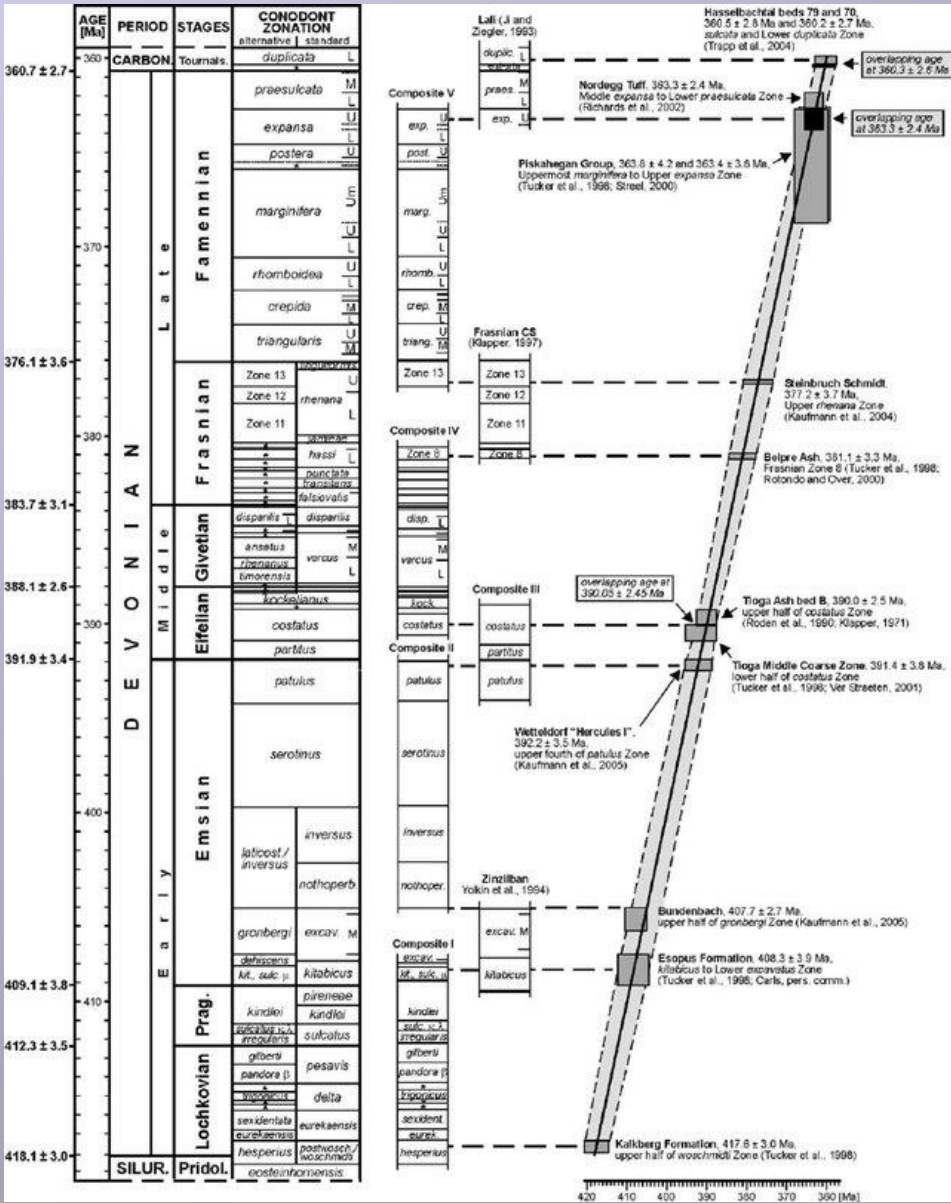
Le datazioni della scala cronostratigrafica



Kauffmann B. (2006). Calibrating the Devonian Time Scale: A synthesis of U–Pb ID–TIMS ages and conodont stratigraphy. *Earth-Science Reviews* 76, 175-190

Fig. 8. Example for the calibration of a biostratigraphic scale by two successive **U – Pb** ID – TIMS zircon ages in a Cartesian coordinate system. The Frasnian Composite Standard (CS) represents an approximately time-linear biostratigraphic scale which is converted by a regression line to a numerical scale. Note the error channel which enables the assignment of an error to each calibrated biozone boundary.

Le datazioni della scala cronostratigrafica



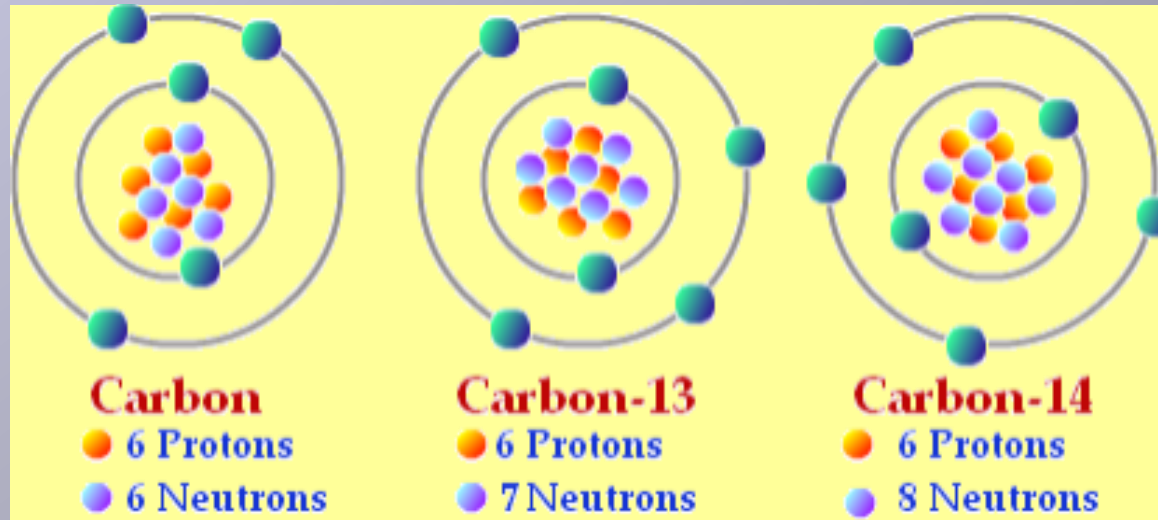
Kauffman B. (2006). Calibrating the Devonian Time Scale: A synthesis of U–Pb ID–TIMS ages and conodont stratigraphy. *Earth-Science Reviews* 76, 175-190

Fig. 9. Calibration of the Devonian time scale. Each U – Pb ID – TIMS age (shaded rectangles) is represented by its biostratigraphic range and its 2 σ error plus 2 Ma additional uncertainty (see Section 2.1 above).

Gli isotopi del Carbonio

Il Carbonio ha tre isotopi.

Stesso numero atomico (6), diverso numero di massa (12, 13, 14)



^{12}C e ^{13}C sono isotopi stabili

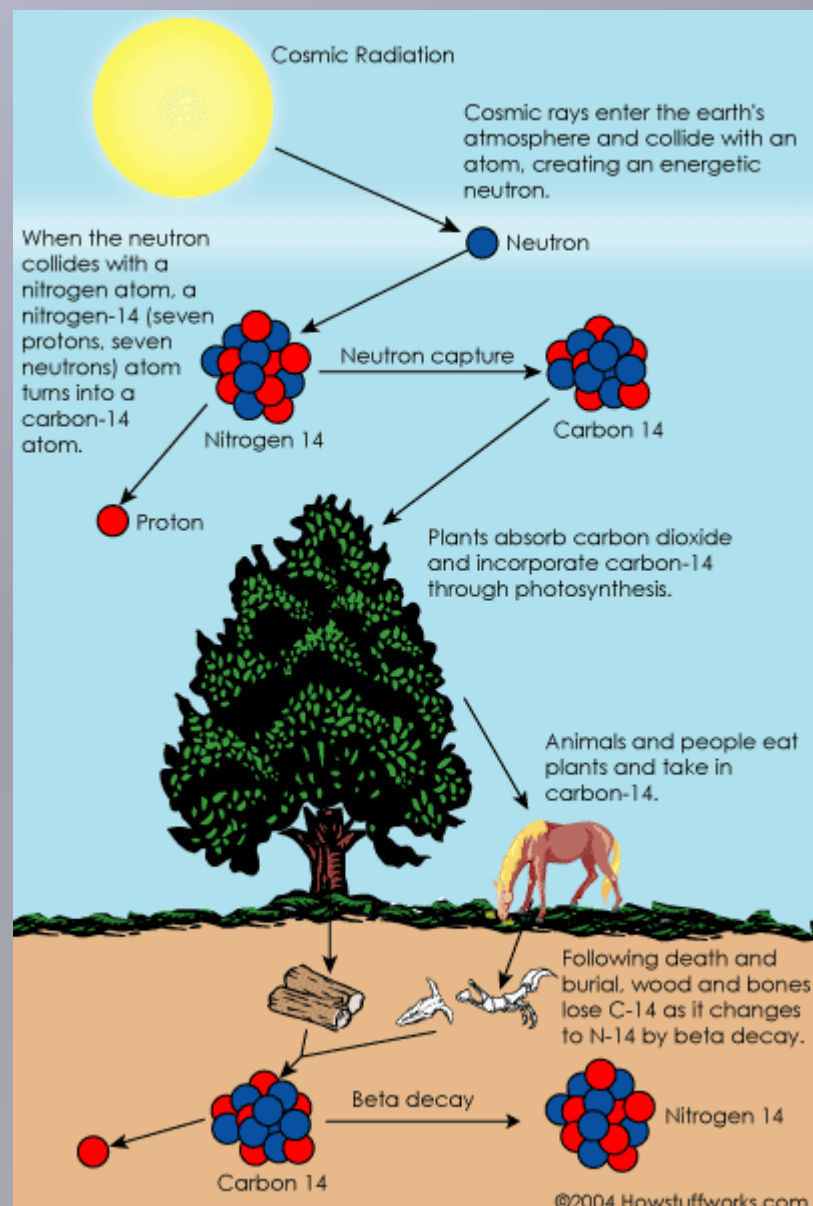
^{14}C è radioattivo

^{14}C

^{14}C è continuamente creato in alta atmosfera dal bombardamento di atomi di ^{14}N da parte dei raggi cosmici.

^{14}C continuamente decade in atmosfera in $^{14}\text{N} + \beta^-$ con tempo di dimezzamento di 5740 anni.

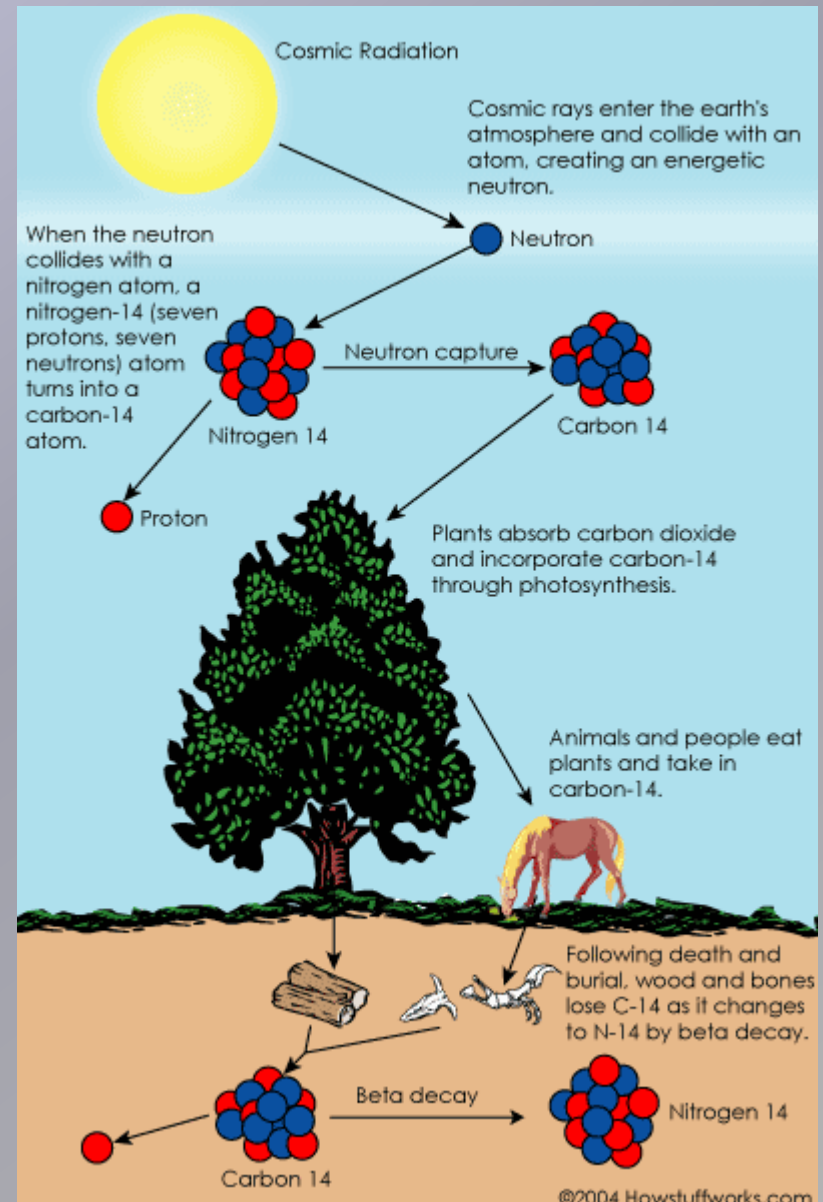
Queste continue reazioni di creazione/decadimento determinano un rapporto $^{14}\text{C}/^{14}\text{N}$ in atmosfera che possiamo misurare e considerare in prima approssimazione stabile nel tempo.



^{14}C

Gli organismi viventi scambiano continuamente ^{14}C e ^{14}N con l'atmosfera circostante (per fotosintesi, respirazione, nutrizione), per cui finché vivono, il loro rapporto $^{14}\text{C}/^{14}\text{N}$ sarà in equilibrio con quello atmosferico.

Alla morte dell'organismo, viene interrotto l'equilibrio di ^{14}C e ^{14}N con l'atmosfera circostante, e il ^{14}C decade in $^{14}\text{N} + \text{e}^-$ con tempo di dimezzamento di 5740 anni.



^{14}C

E' quindi possibile misurare l'alterazione del rapporto $^{14}\text{C}/^{14}\text{N}$ noto iniziale (di quando cioè l'organismo era vivo, e che coincide con quello noto atmosferico), dovuta al decadimento post-mortem di ^{14}C in ^{14}N . Ovvero, posso stimare l'età trascorsa dalla morte dell'organismo.

Il metodo del ^{14}C si applica solo a resti organici (ossa, denti, legno, etc.).

Il metodo ^{14}C è utilizzabile fino a 50.000 (massimo 75.000) anni BP, a causa del breve tempo di dimezzamento.

