Radiochronologie Archéenne

Karim Benzerara
Institut de Minéralogie et de Physique des Milieux Condensés
CNRS, UPMC & IPGP
140 Rue de Lourmel
75015 Paris
Karim.benzerara@impmc.jussieu.fr

Radiochronologie: ensemble des méthodes de datation (absolue) utilisant la variation régulière au cours du temps de la proportion de radioisotopes dans certaines roches

Archéen: Subdivision de l'échelle des temps géologiques s'étendant de 4 à 2.5 Ga. Il suit l'Hadéen et précède le Protérozoïque

Pourquoi l'Archéen?

→ Techniques de datation pas spécialement différentes!

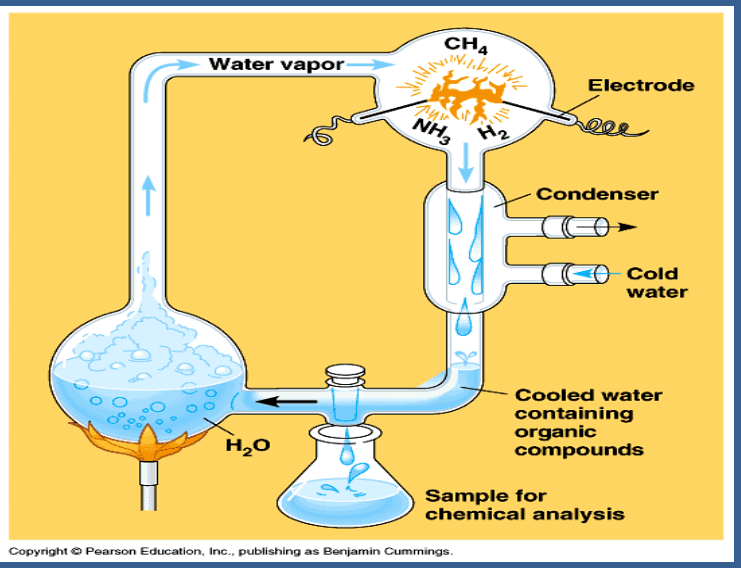
→ Plus vieilles roches sédimentaires; recherche des plus anciennes traces de vie

Pourquoi vouloir donner un âge?

-Faire une liste d'évènements dans l'ordre chronologique = datation relative

-Donner un âge absolu: permet d'estimer des durées

Combien de temps prend l'apparition de la Vie? Combien de temps a pris l'apparition de nouvelles fonctions du vivant?



La soupe primitive
(S. Miller, 1953)

Synthèses organiques
conditions hydrothermales

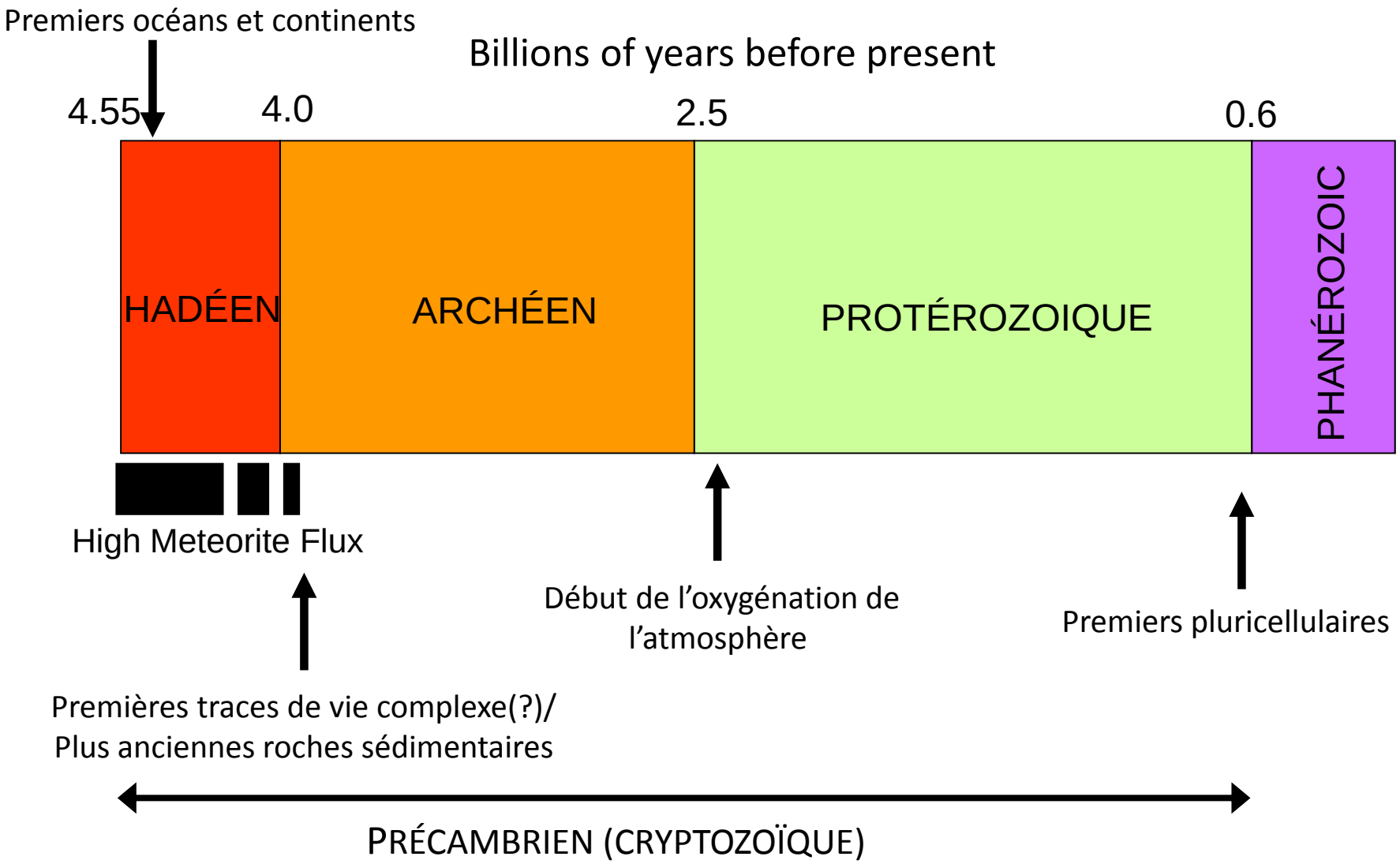
Apports météoritiques

→ Cela ne donne que quelques briques élémentaires de la Vie

il faut encore faire apparaître : des cellules, des systèmes de réplication, le code génétique etc (cf. de Duve).

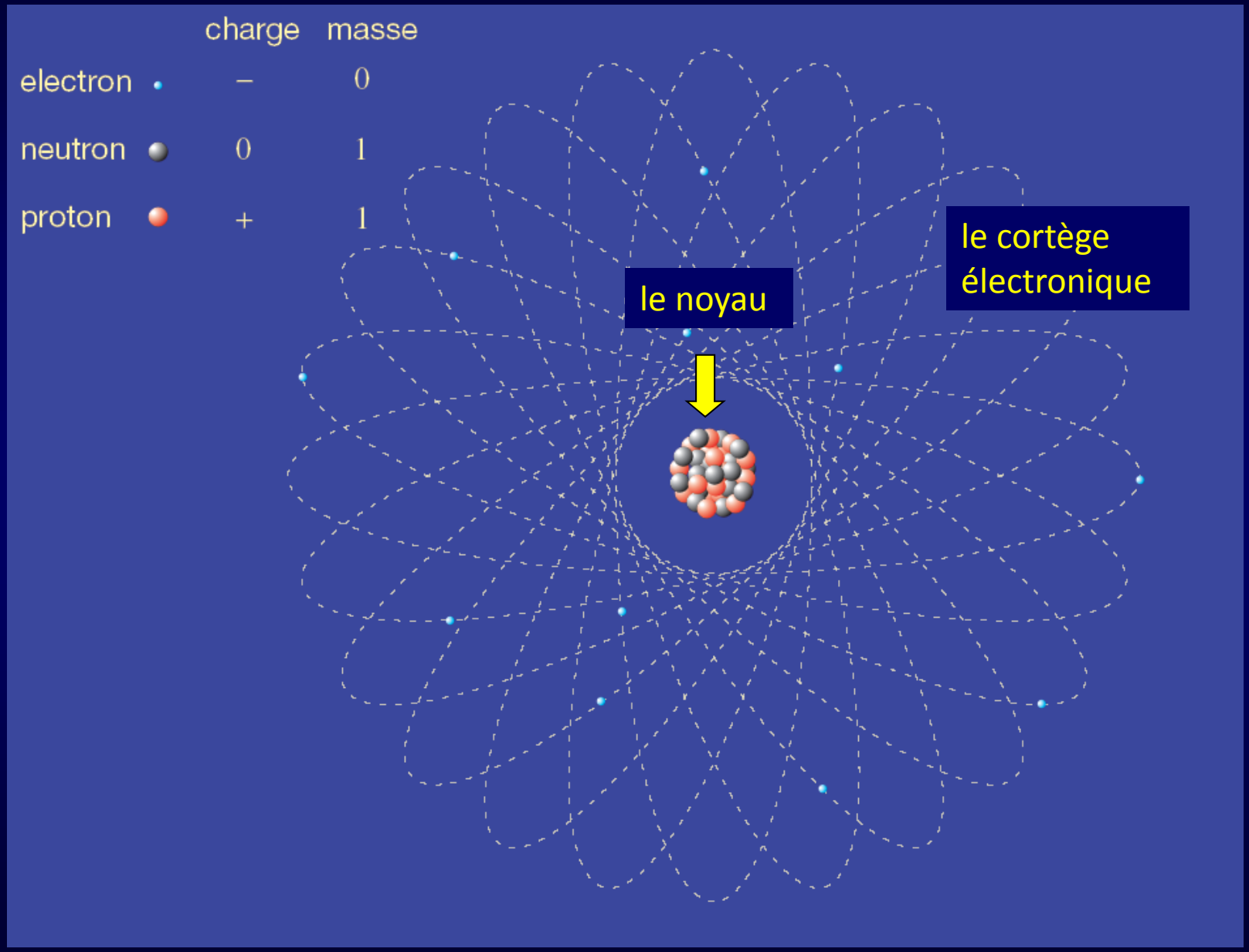
Combien de temps cela prend-il?

Pourquoi vouloir donner un âge?



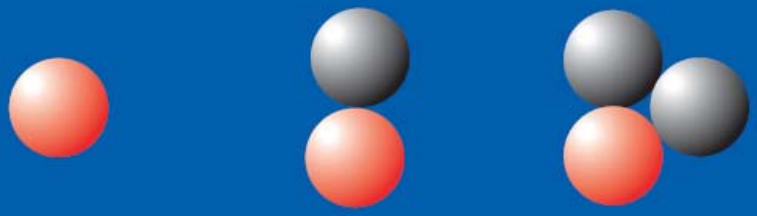
Principes généraux de la radiochronologie

Rappel: La structure de l'atome



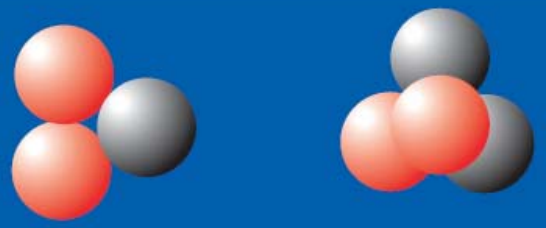
Les Isotopes

hydrogène (H)



^{1}H $^{2}H = D$ $^{3}H = T$

hélium (He)

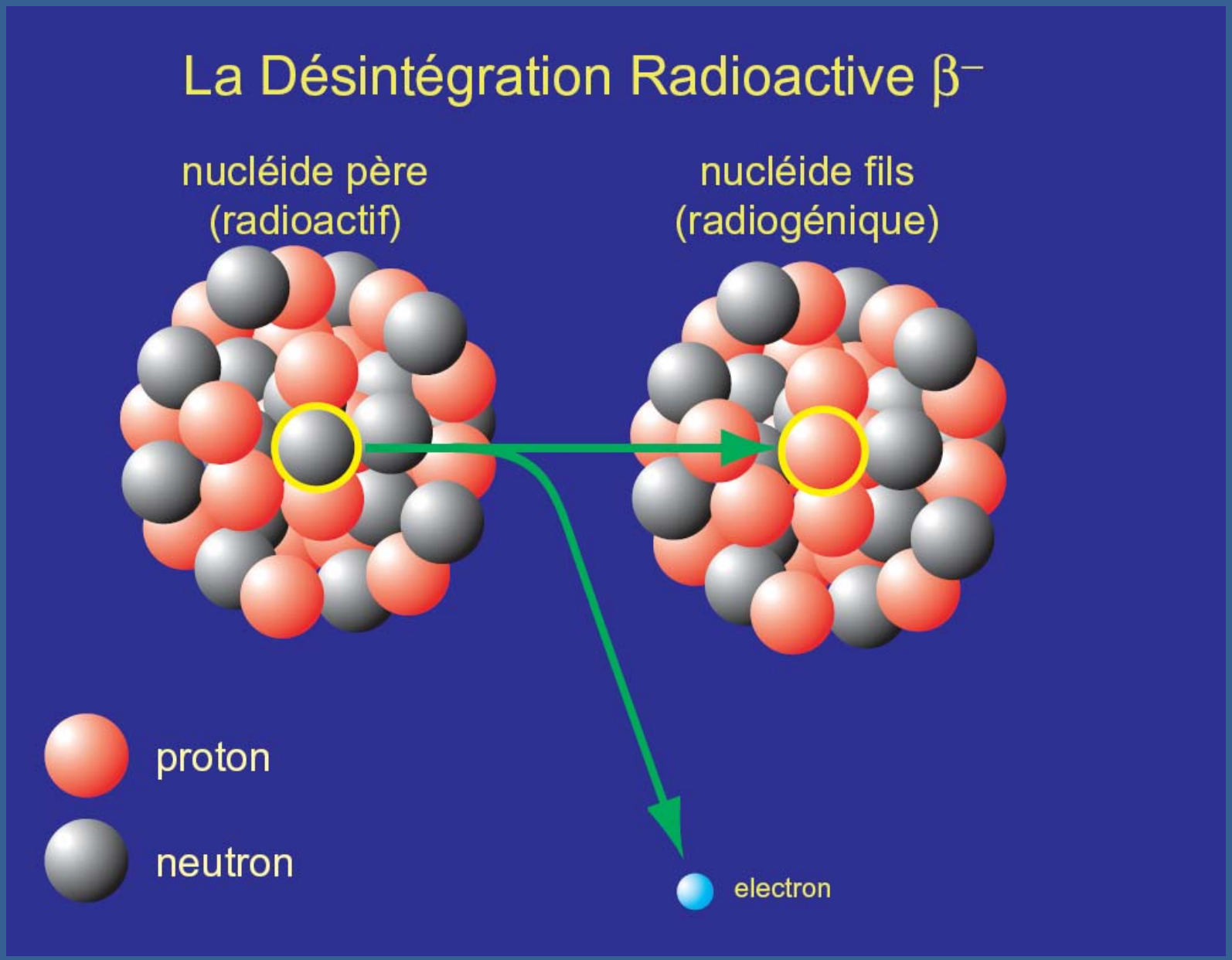


^{3}He ^{4}He

proton

neutron

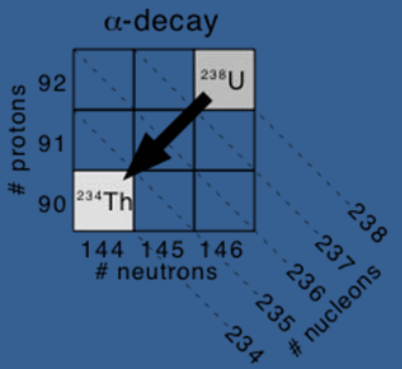
La Désintégration Radioactive β^-



Principes généraux de la radiochronologie

Père radioactif (P) → Fils radiogénique (F) + énergie et particules

λ: constante de désintégration, s^{-1})

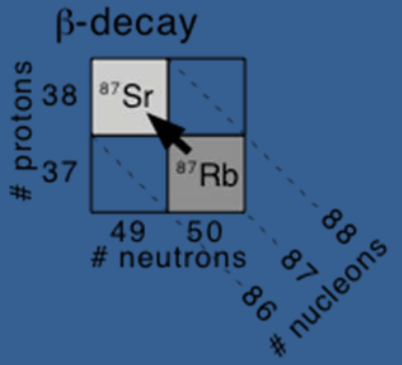


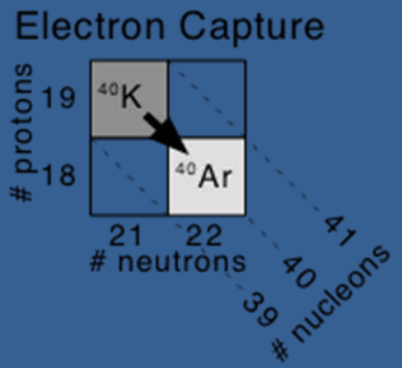
Exemples de désintégration

^{238}U -> ^{234}Th + ^{4}He, désintégration α (émission particule a)

^{87}Rb -> ^{87}Sr + e^- + ν, désintégration β^- (neutron converti en proton)

^{40}K -> ^{40}Ar + e^+ + ν, désintégration β^+ (proton converti en neutron)





Equation de décroissance

Le taux de désintégration est proportionnel à la quantité d'élément père (rien n'affecte la constante de proportionnalité: ni T, ni P, ni réactions chimiques):

Si P est le nombre d'atomes père à l'instant t:

$$- dP/dt = \lambda P$$

λ constante

Si le système reste fermé entre 0 et t:

$\ln 2/\lambda$ = demi-vie de l'élément

$$P = P_0 e^{-\lambda t}$$

Si F est le nombre d'atomes fils:

$F = F_0 + F^*$ (*=radiogénique)

$F^* = P_0 - P$

$F = P_0(1-e^{-\lambda t}) + F_0 = P\,(e^{\lambda t}-1) + F_0$

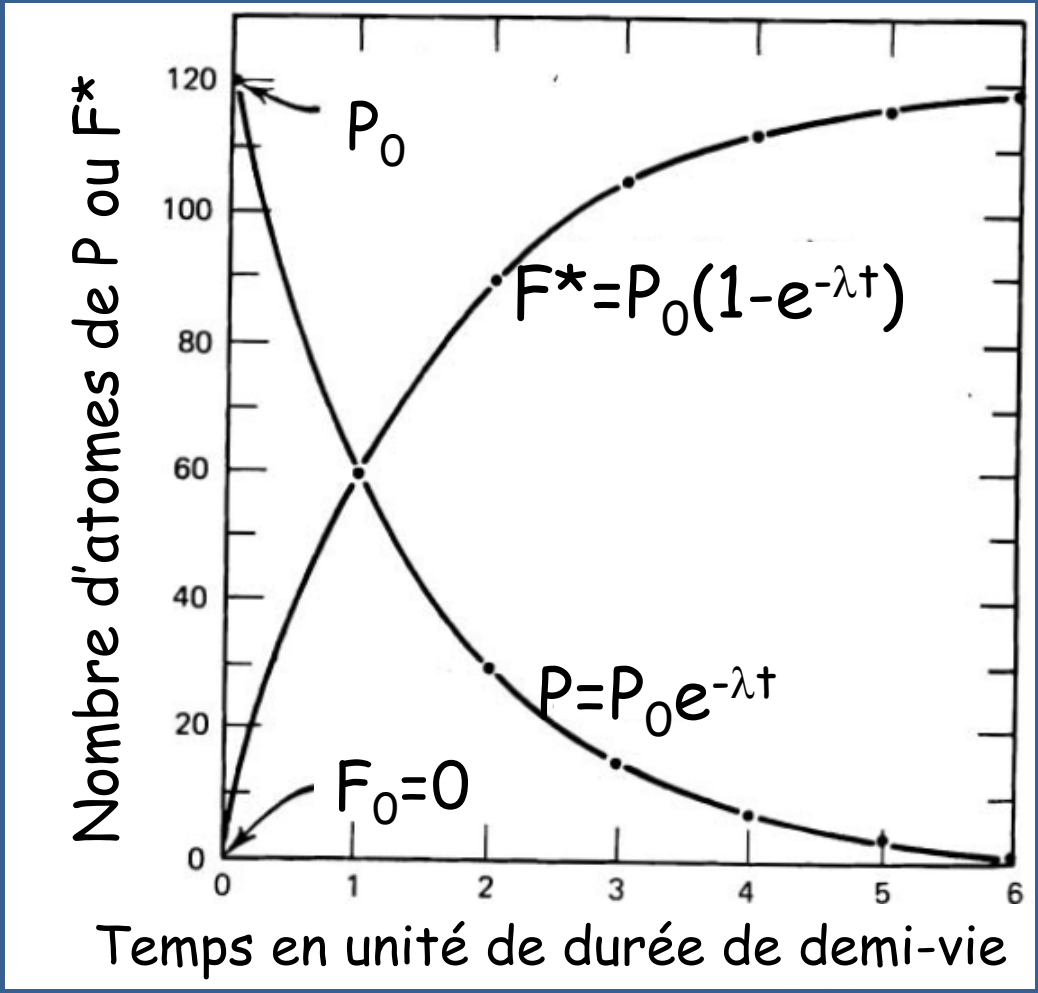
$$F = P\,(e^{\lambda t}-1) + F_0$$

Age de l'échantillon peut être déterminé si on connait:

F - F_0 : quantité de nucléides radiogéniques produite

P : quantité de radionuclides parents restants

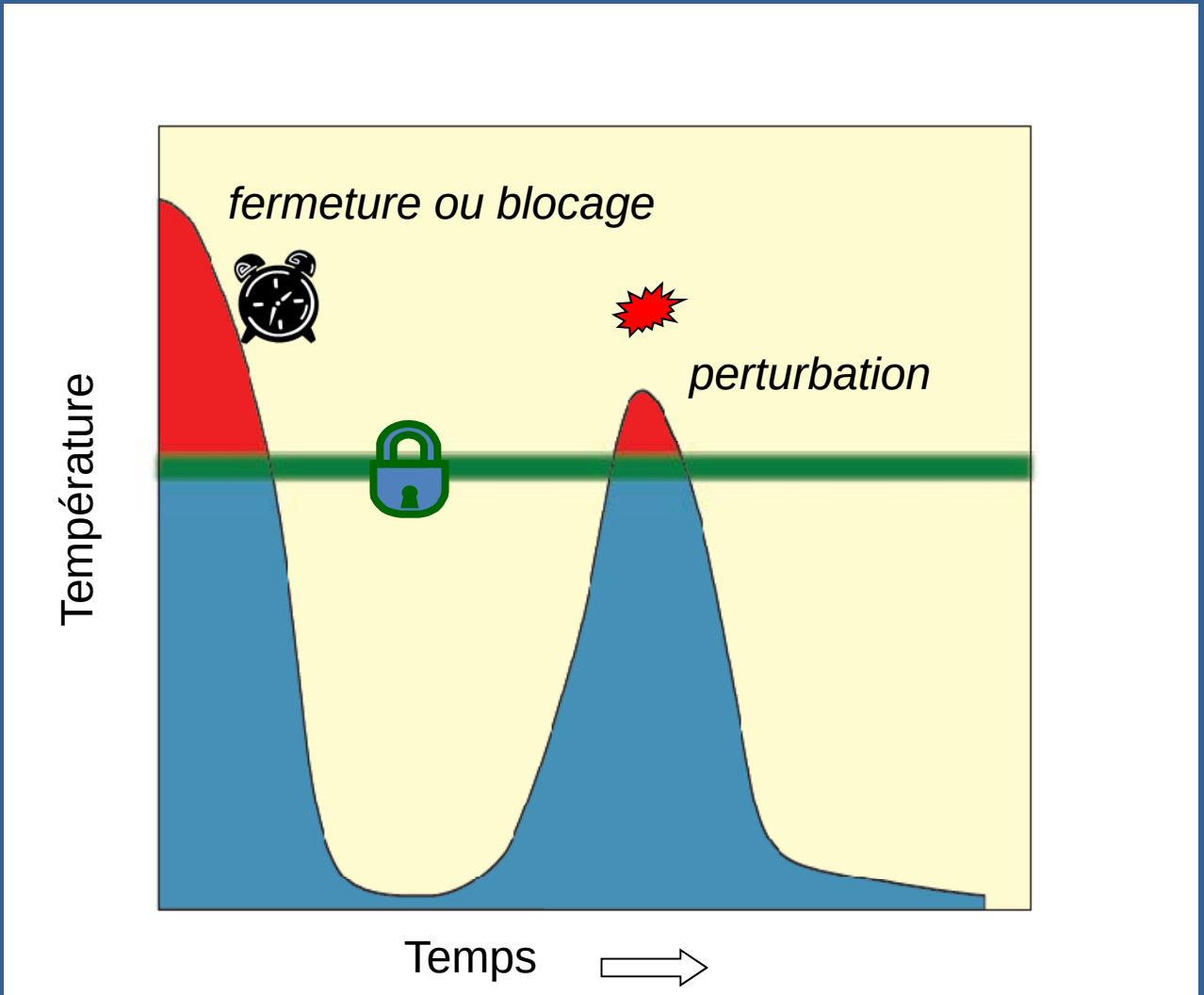
l : constante de désintégration



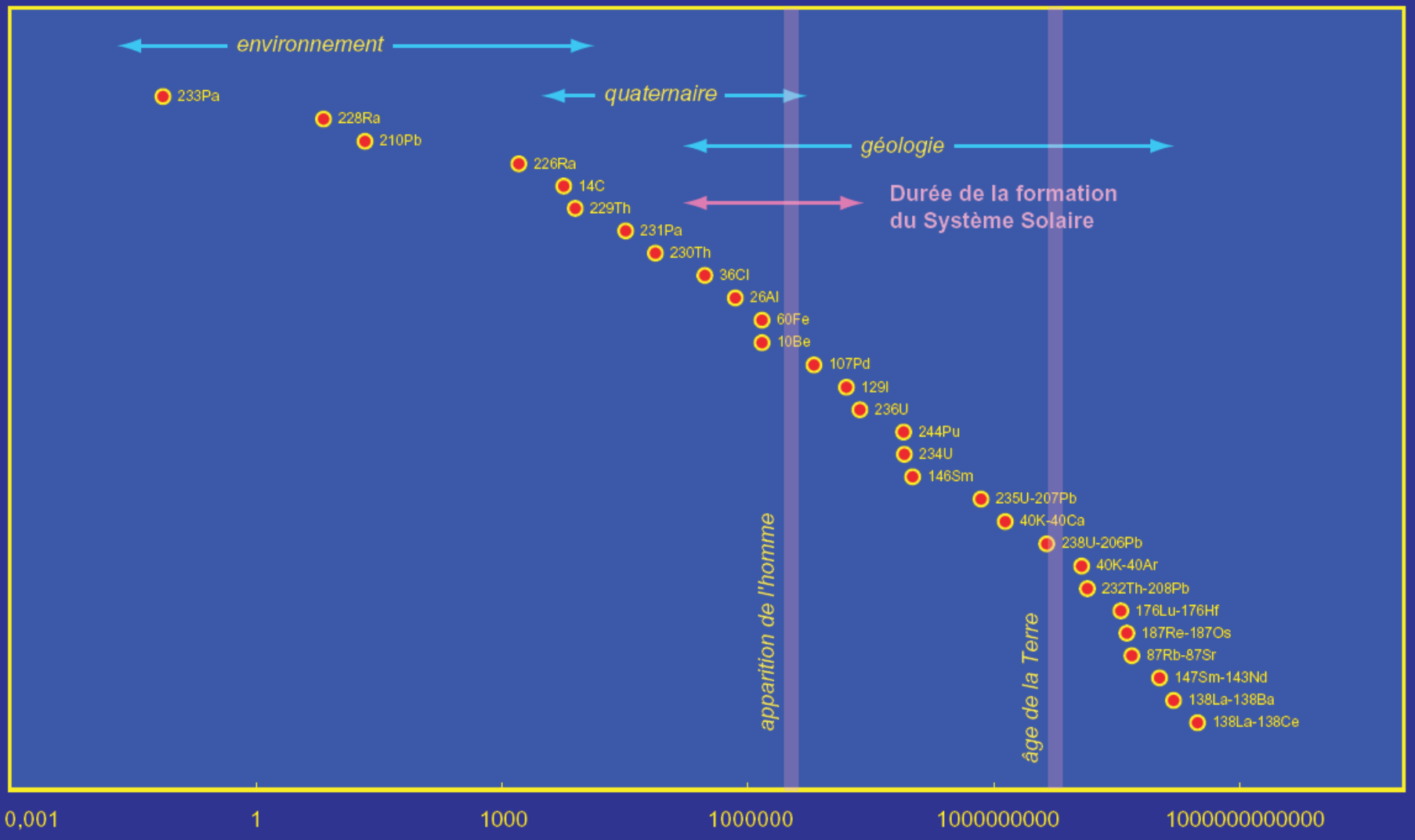
Limites:

- Dans une roche très jeune la quantité d'isotopes radiogénique est trop faible pour être déterminée précisément.
- Dans une roche très ancienne la quantité d'isotopes parents est trop faible pour être déterminée précisément.
- Comment distinguer les isotopes radiogéniques des isotopes stables initialement présents?

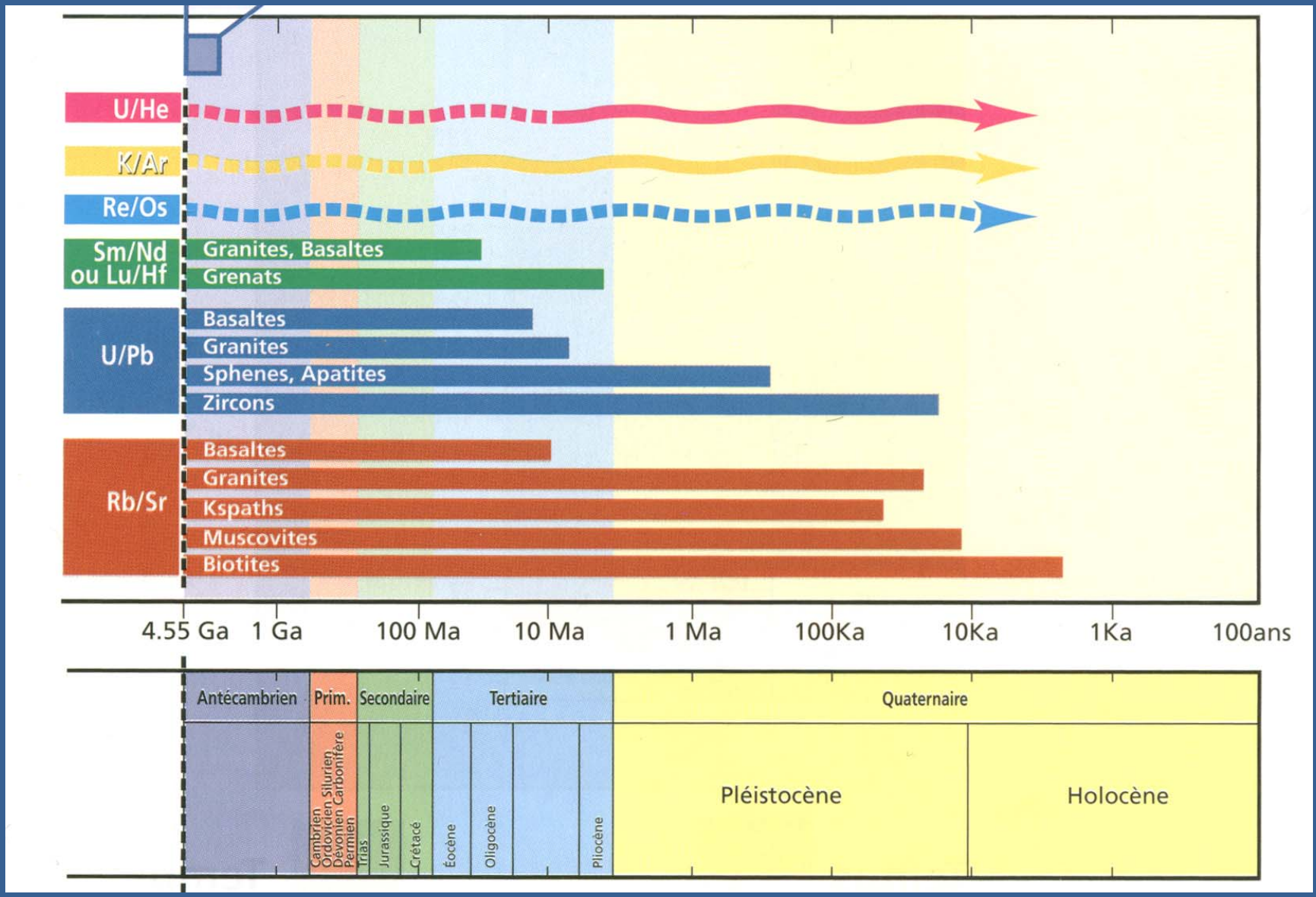
Notion de fermeture du système



Utilisation de couples isotopiques adaptés selon l'âge à mesurer

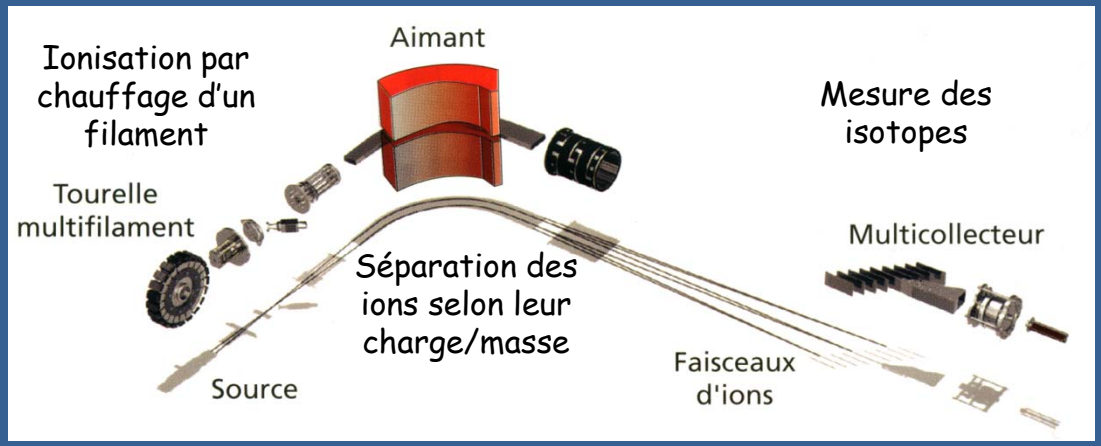


Francis Albarède

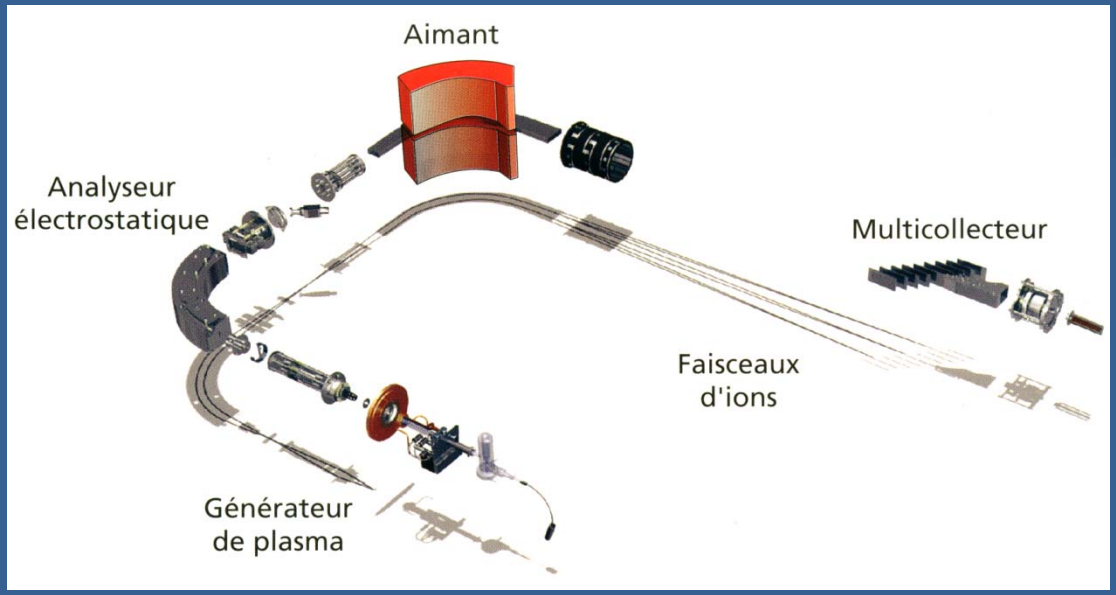


C. Allègre, Géologie isotopique

Comment mesure t-on les rapports isotopiques?



Spectromètre de masse à thermo-ionisation (TIMS)

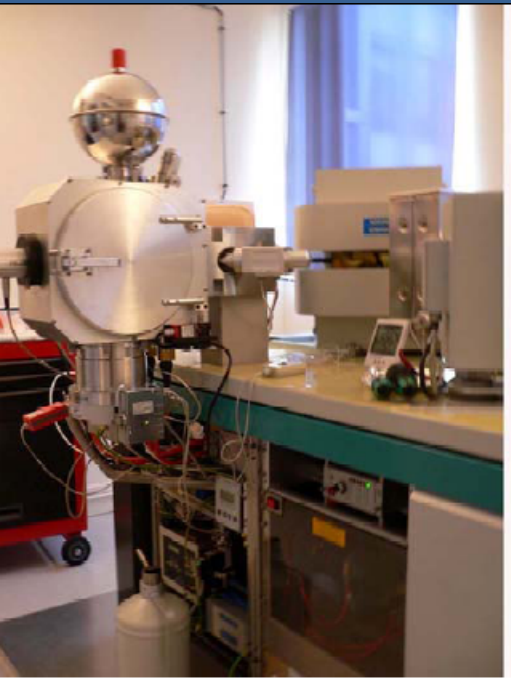


Spectromètre de masse à plasma inductif (ICPMS)

- Source à gaz
- Source à thermo-ionisation (TIMS)
- Source à pulvérisation (SIMS)
- Souce à plasma inductif (ICP MS)

- Collection sur cage de Faraday (précision) ou sur compteur d'ions (sensibilité)

D'après C. Allègre, Géologie isotopique

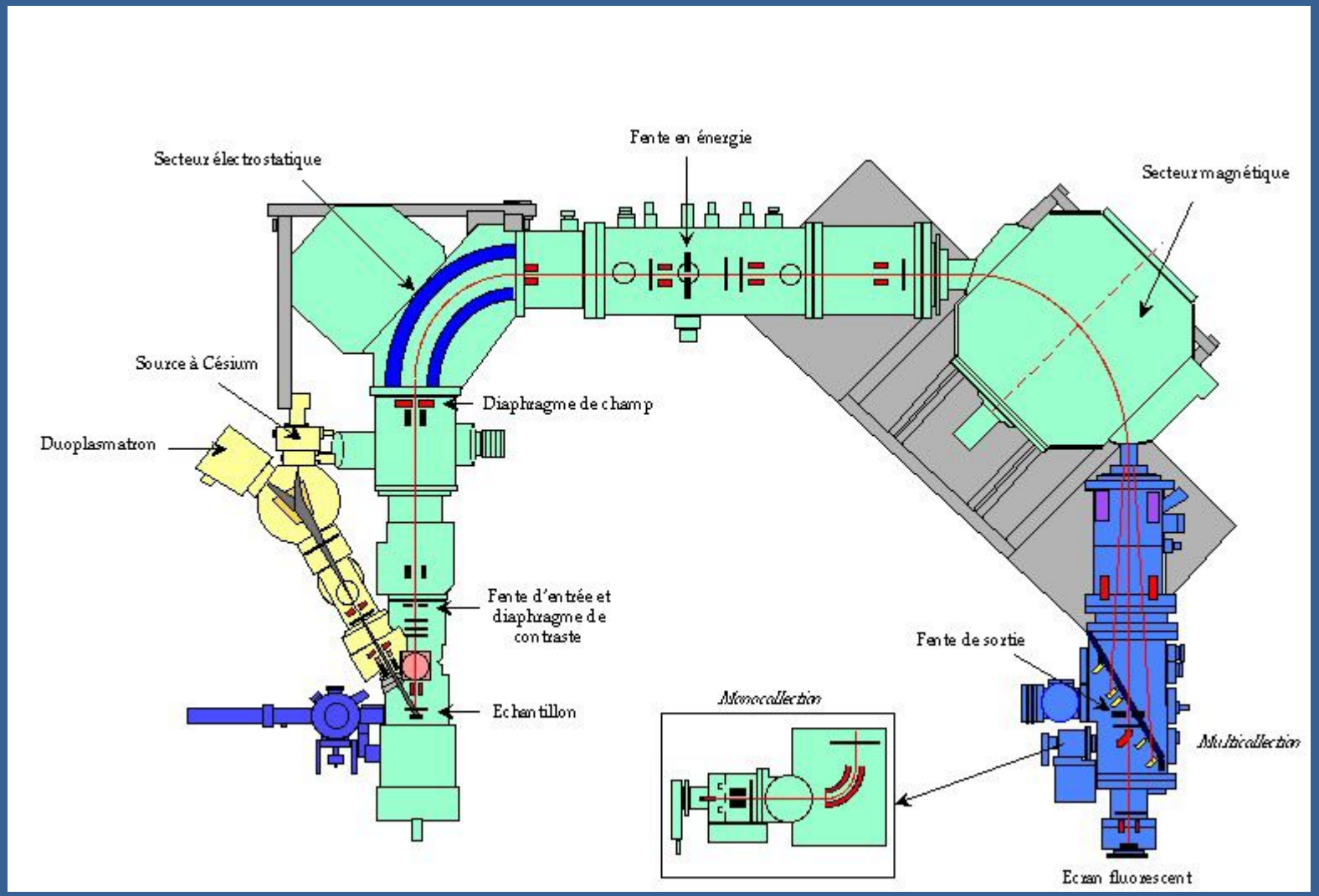


Triton IPG

sonde ionique Cameca ims1270 du CRPG-CNRS de Nancy

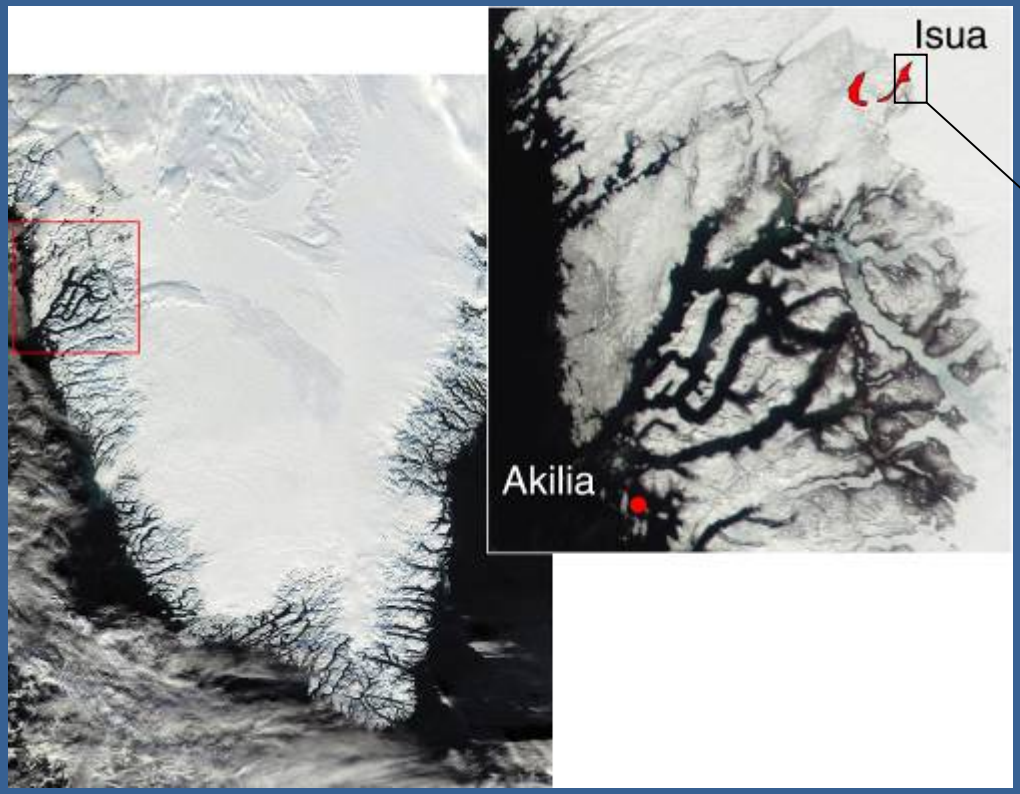
Nu ENS Lyon

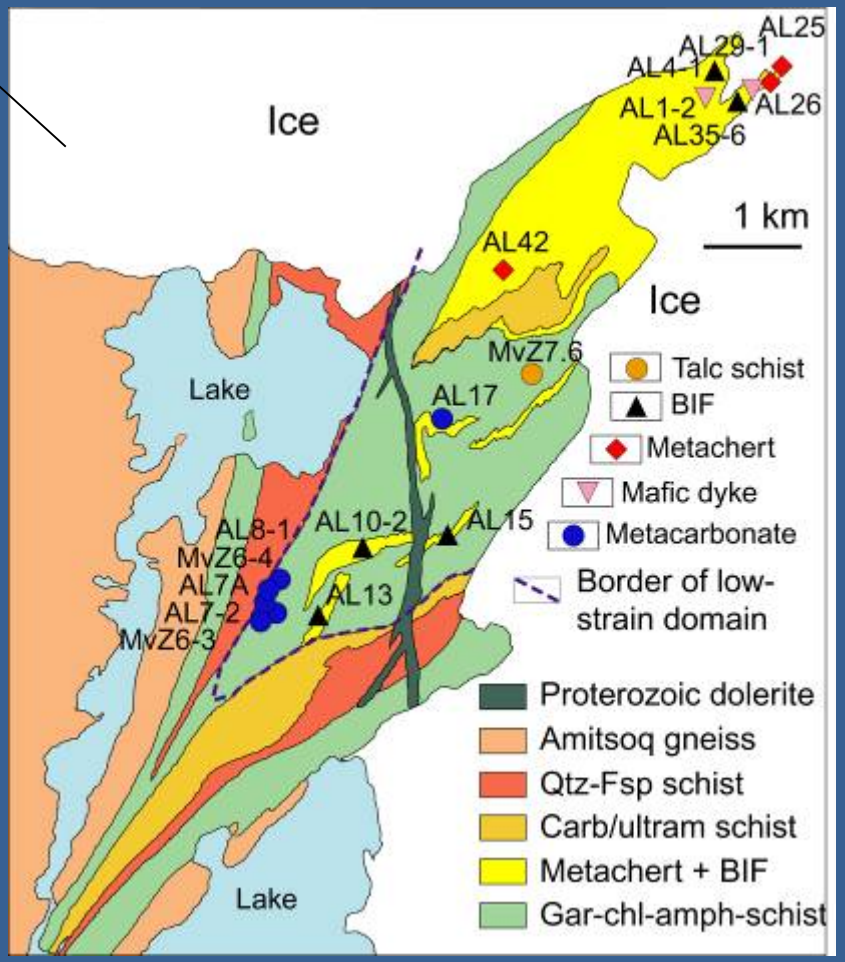
La sonde ionique du CRPG (SIMS)



Permet notamment des mesures résolues spatialement

Isua, Groenland: cadre géologique





De Mark Van Zuilen

Pourquoi s'intéresser à Isua?

Les plus vieilles roches sédimentaires terrestres à ce jour

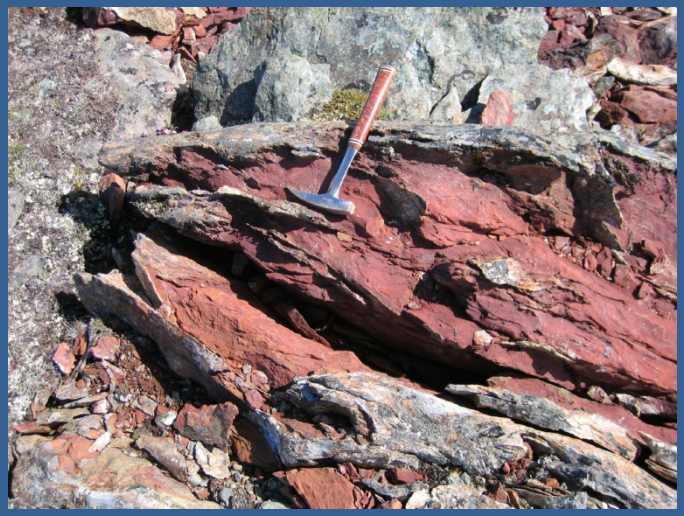
Basaltes

Banded Iron Formations

Amphibolite facies Metamorphism:

T= 550°C, P= 5 kBar

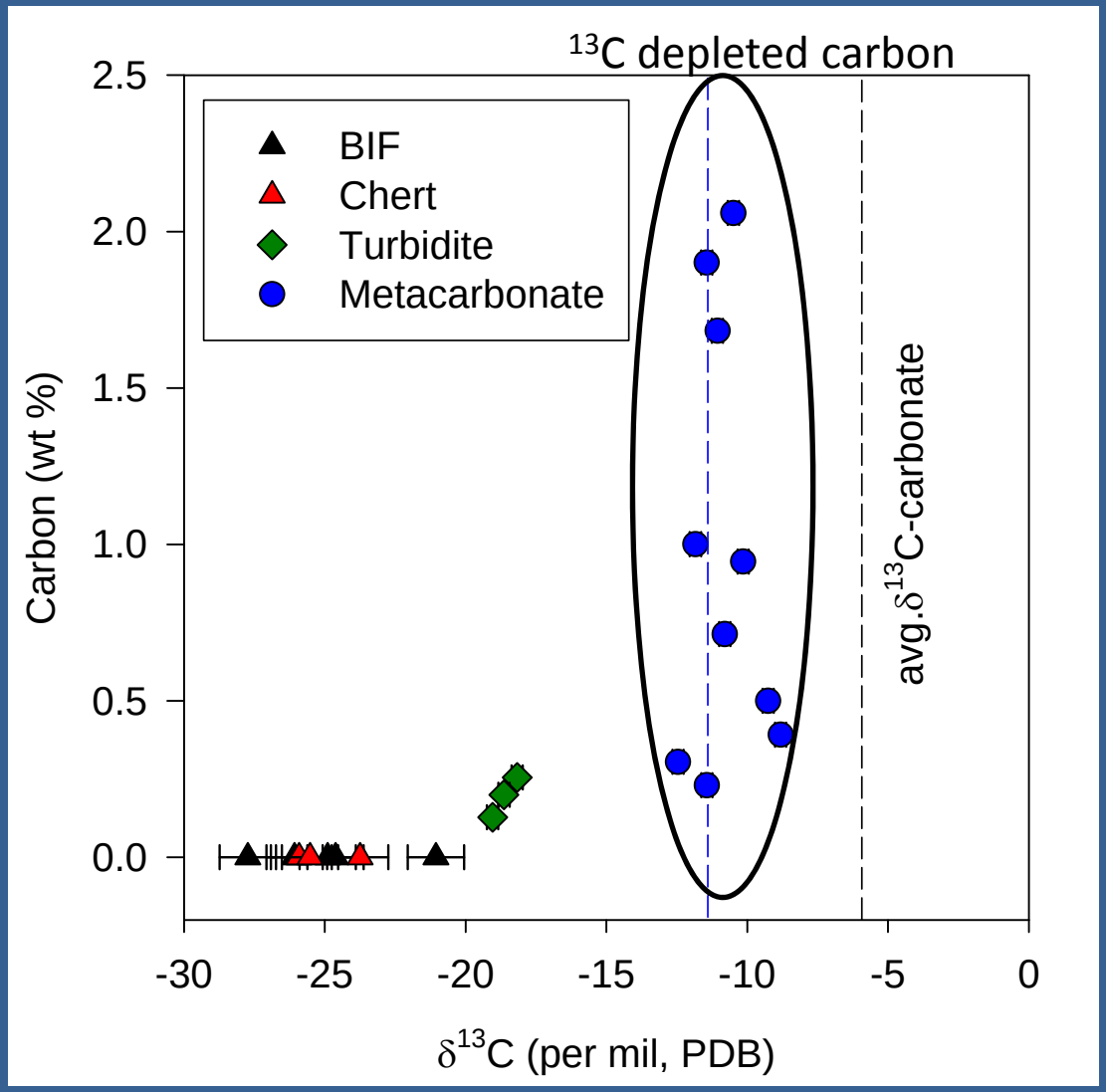
Turbidites



Carbonates métamorphiques

De Mark Van Zuilen

Enrichissement en carbone léger du carbone organique d'Isua: signature de la Vie?



$$\delta^{13}C = \left[\frac{^{13}C/^{12}C}{^{13}C/^{12}C_{ST}} - 1 \right] \times 1000$$

De Mark Van Zuilen

Quel âge?

Les âges à Isua

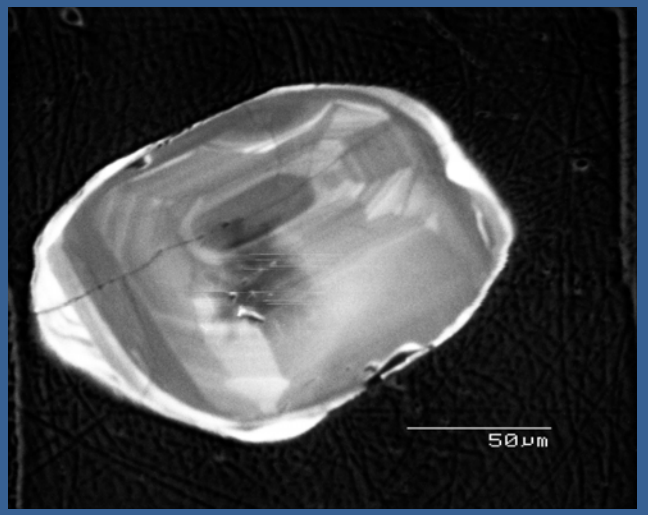
Méthodes de datation	Gneiss d'Amîtsoq (Ga)	Groupe d'Isua (Ga)
Concordia U-Pb (zircons)	3,45 ± 0,05	3,824 ± 0,05 (conglomérats) 3,77 ± 0,01 (roches massives)
^{87}Rb-^{87}Sr (roches totales)	3,64 ± 0,06	3,66 ± 0,06
^{147}Sm-^{143}Nd (roches totales)	3,640 ± 0,12	3,776 ± 0,05
^{207}Pb-^{206}Pb (roches totales)	3,56 ± 0,10	3,74 ± 0,12

C. Allègre, Géologie isotopique

Cf. par exemple: Moorbath (1994) Age of the oldest rocks with biogenic components. *Journal of Biological Physics* 20: 85-94.

Datation U/Pb sur les zircons

Zircons $ZrSiO_4$



De Francis Albarède

Minéral riche en U mais contient peu de Pb initialement

Datation U/Pb sur les zircons

$^{238}U \rightarrow {}^{206}Pb + 8.{}^{4}He$ $\quad \lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-10}$ (4.5 Ga)

$$F = P\,(e^{\lambda t}-1) + F_0$$

$$^{206}Pb = {}^{238}U\,(e^{\lambda t}-1) + {}^{206}Pb_0$$

$$T = 1/\lambda * \ln(^{206}Pb/^{238}U+1)$$

Problème: le système ne reste pas entièrement fermé tout au long de l'histoire géologique (perte de Pb ou d'U)

Utilisation de la méthode Concordia

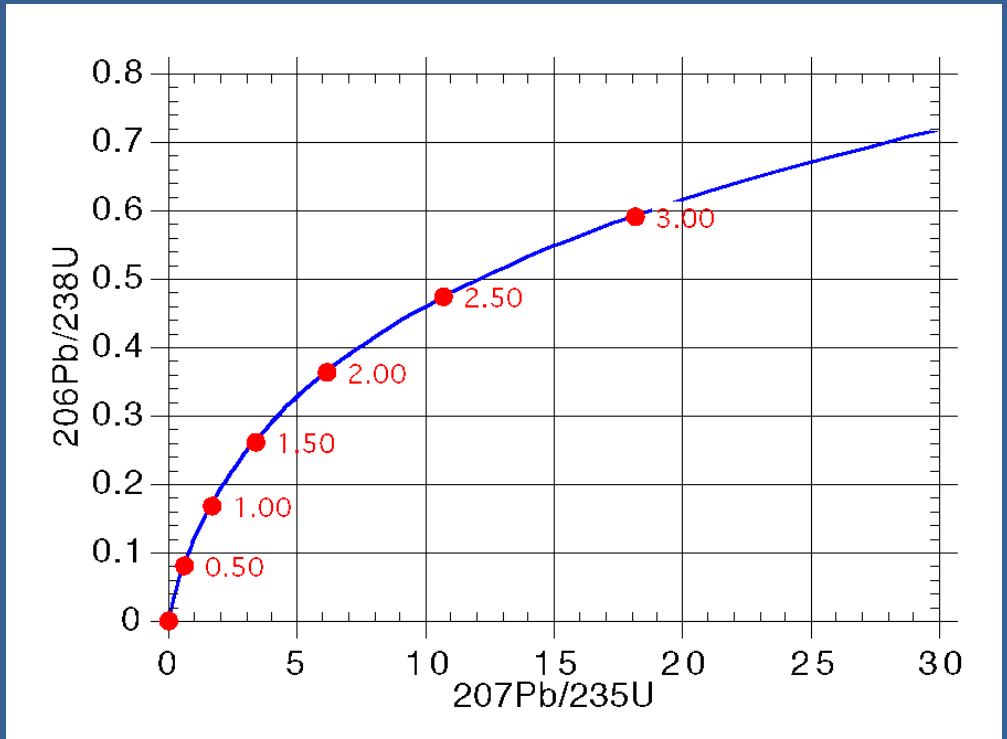
$^{238}U \rightarrow {}^{206}Pb + 8.{}^{4}He$ $\quad \lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-10}$ (4.5 Ga)

$^{235}U \rightarrow {}^{207}Pb + 7.{}^{4}He$ $\quad \lambda_{235} = 9.8485 \times 10^{-10}$ (0.7 Ga)

$$^{206}Pb = {}^{238}U\,(e^{\lambda_{238} t}-1)$$

$$^{207}Pb = {}^{235}U\,(e^{\lambda_{235} t}-1)$$

On peut donc calculer 2 âges. Si le système est resté clos ces deux âges sont identiques, c'est-à-dire concordants. La courbe Concordia est la suivante:



Cependant, les âges ne se correspondent souvent pas (=discordance) car système à subi une perturbation à l'instant t_1

Considérons que l'on perd une proportion α de U et β de Pb à l'instant t_1 *(N.B: ^{206}Pb et ^{207}Pb sont perdus de la même façon; ^{235}U et ^{238}U sont perdus de la même façon)*

On peut montrer que:

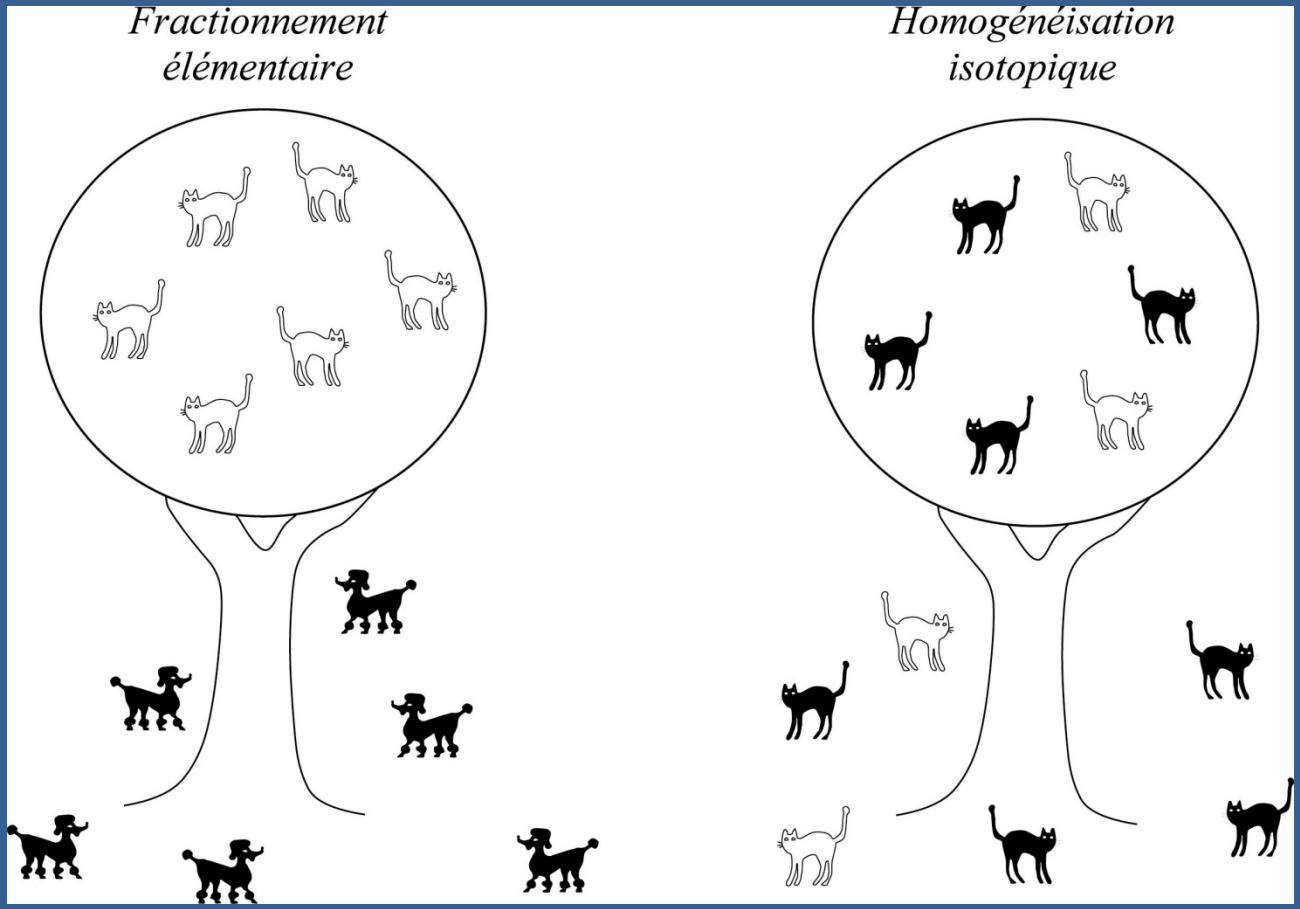
$$\frac{\frac{^{206}Pb}{^{238}U} - y_0}{\frac{^{207}Pb}{^{235}U} - x_0} = Cte$$

Avec $y_0 = e^{\lambda_{238} T_1} - 1$

$x_0 = e^{\lambda_{235} T_1} - 1$

$$Cte = \frac{e^{\lambda_{238} T} - e^{\lambda_{238} T_1}}{e^{\lambda_{235} T} - e^{\lambda_{235} T_1}}$$

Image pour comportement des isotopes de U vs. Isotopes de Pb

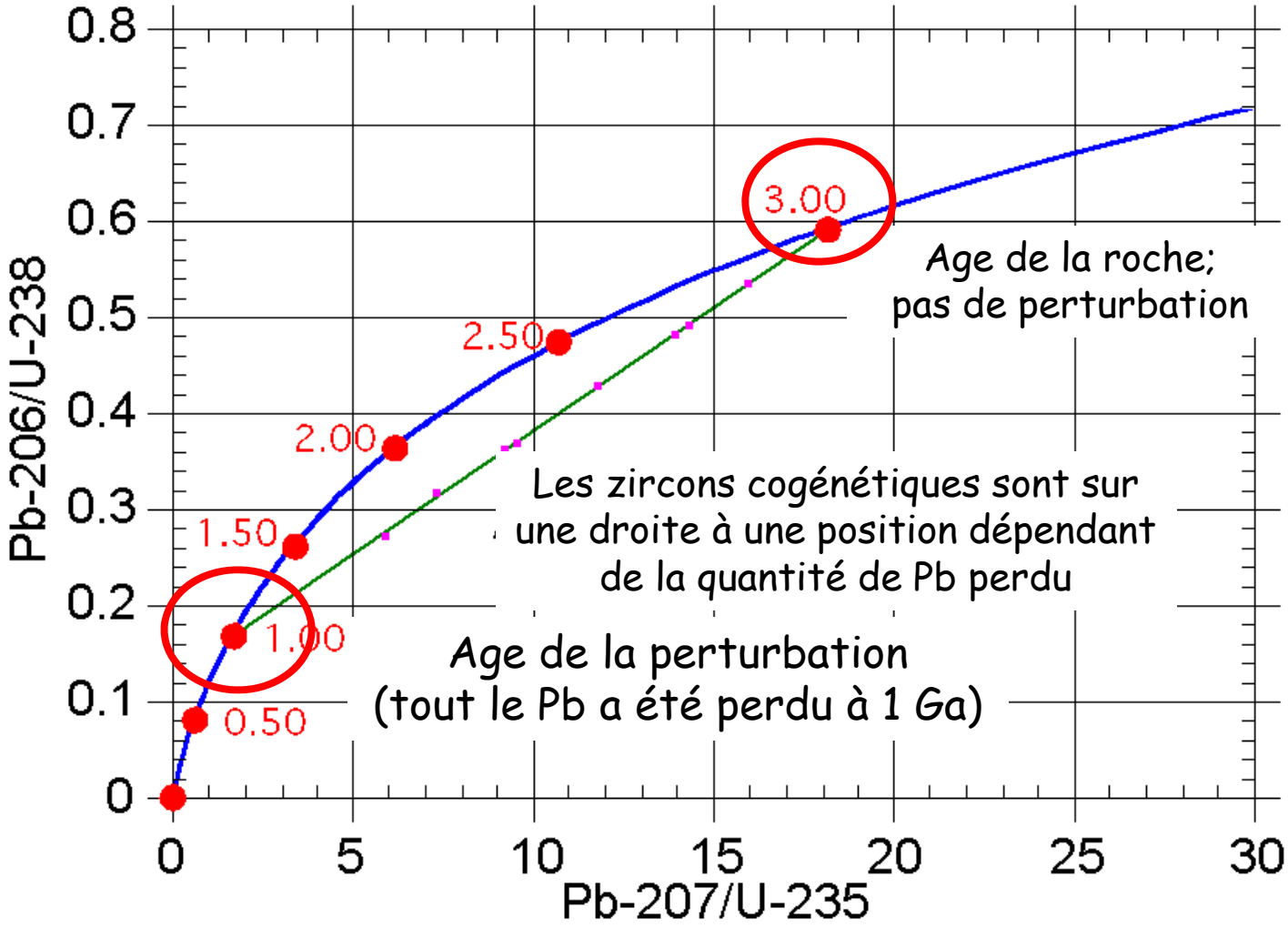


De Francis Albarède

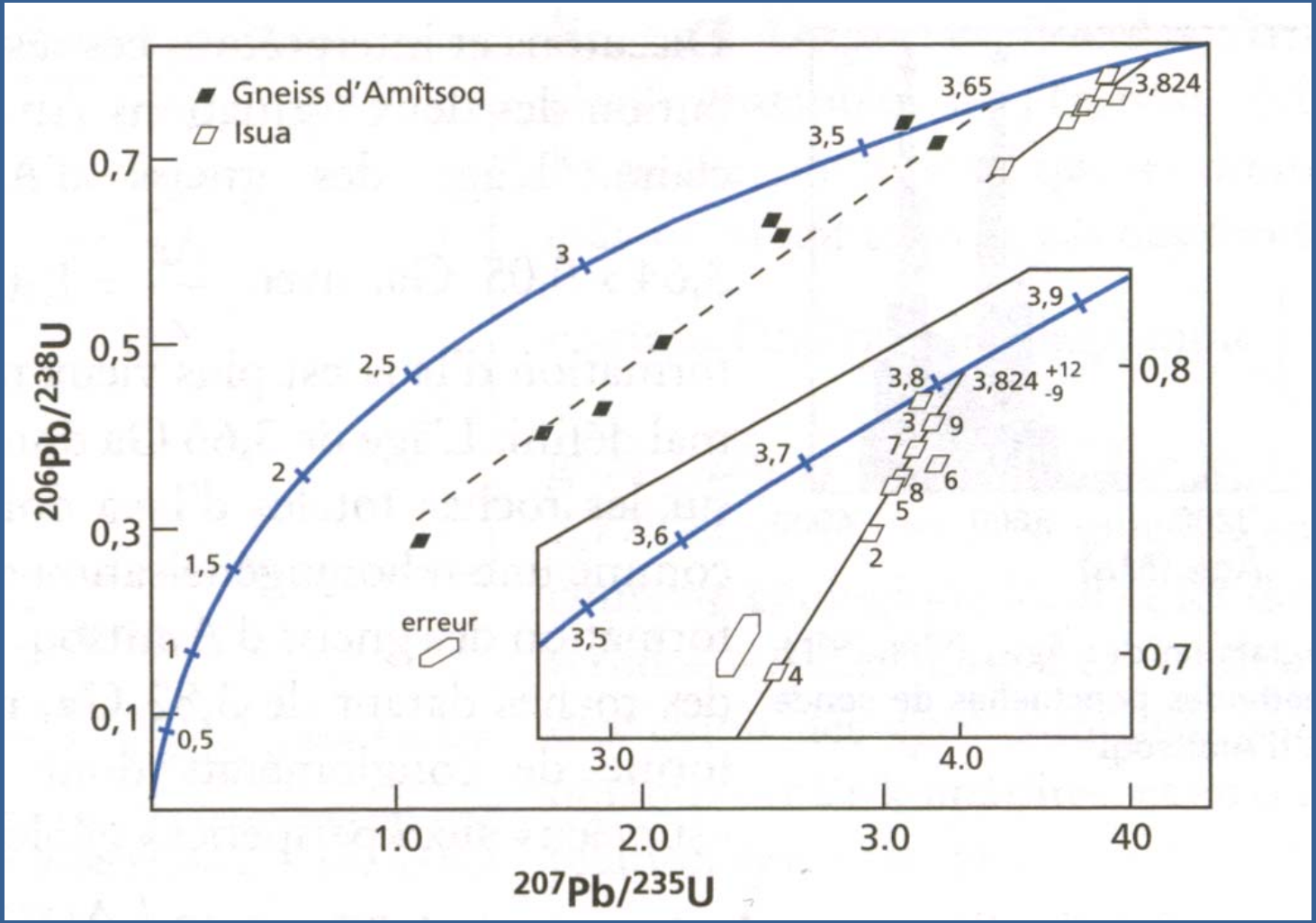
Les processus naturels, en particulier ceux de haute température, fractionnent peu les isotopes des éléments lourds. Dans la plupart des cas, ce fractionnement thermodynamique peut même être corrigé.

Discordia

$$\frac{\frac{^{206}Pb}{^{238}U} - y_0}{\frac{^{207}Pb}{^{235}U} - x_0} = Cte$$



Application Isua



Méthode de l'isochrone (Sm-Nd, Rb-Sr ou Hf/Lu)

$^{176}Lu \rightarrow {}^{176}Hf + e^{-} + \nu$, $\lambda = 1.9\ 10^{-11}.an^{-1}$ (30 Ga)

^{177}Hf isotope stable

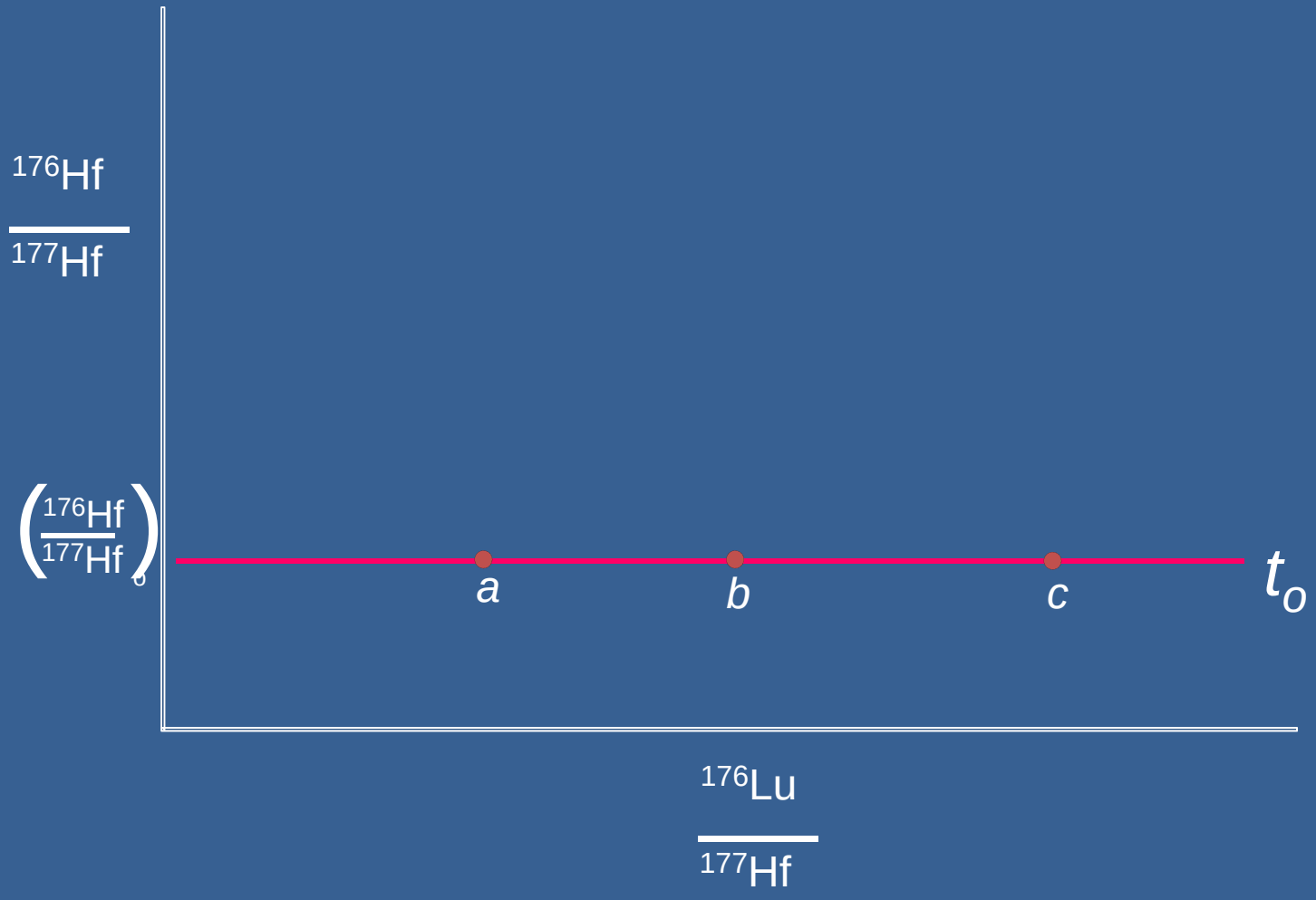
$$^{176}Hf_{(t)} = {}^{176}Hf_0 + {}^{176}Lu_{(t)}\ (e^{\lambda t} - 1)$$

$$\left(\frac{^{176}Hf}{^{177}Hf}\right)_{(t)} = \left(\frac{^{176}Hf}{^{177}Hf}\right)_0 + \left(\frac{^{176}Lu}{^{177}Hf}\right)_{(t)} \left(e^{\lambda t} - 1\right)$$

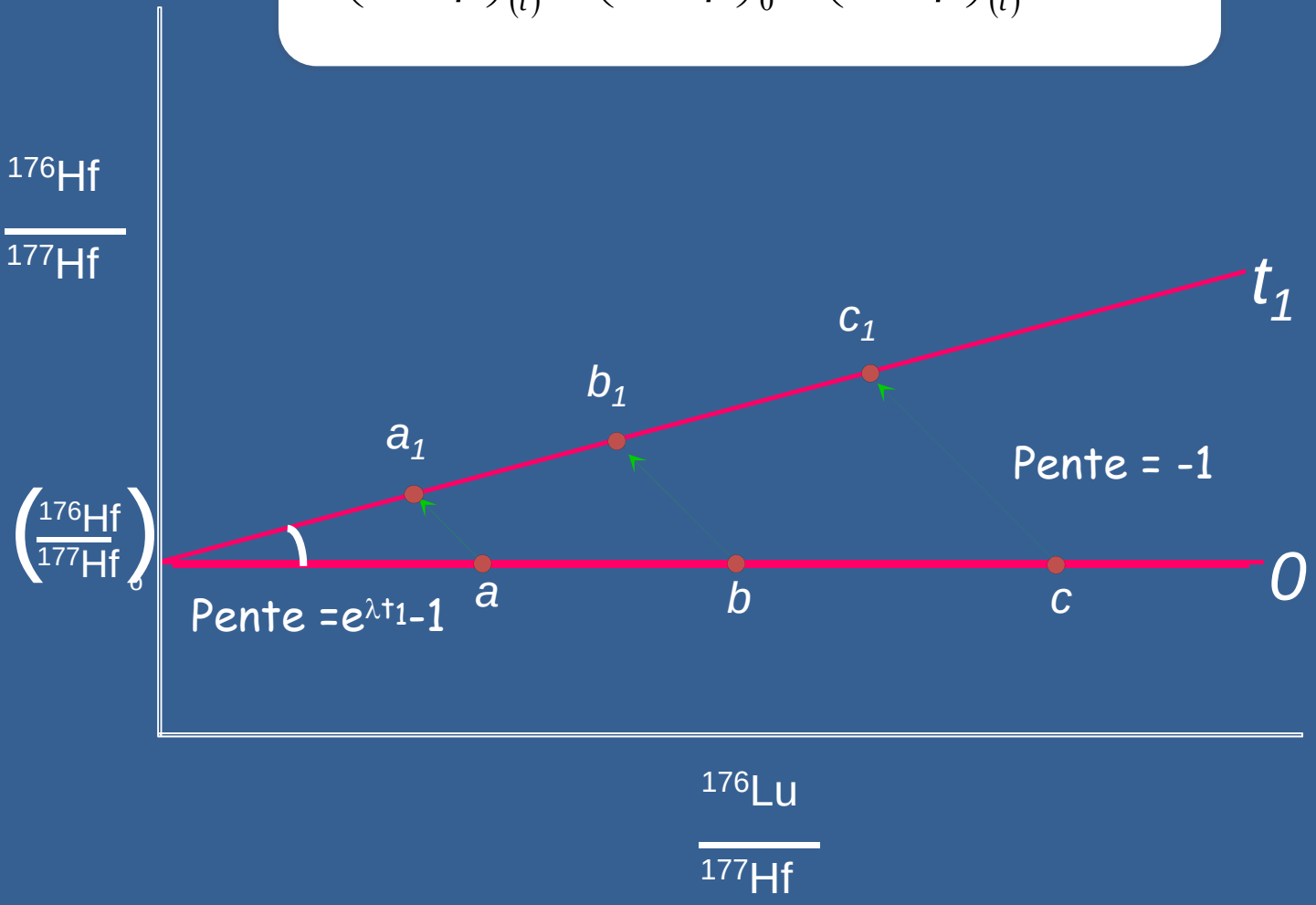
On mesure les rapports isotopiques de l'Hafnium, Lu/Hf
Restent 2 inconnues: t et le rapport isotopique initial de Hf

Si on prend 3 minéraux ou 3 roches cogénétiques (a,b,c)

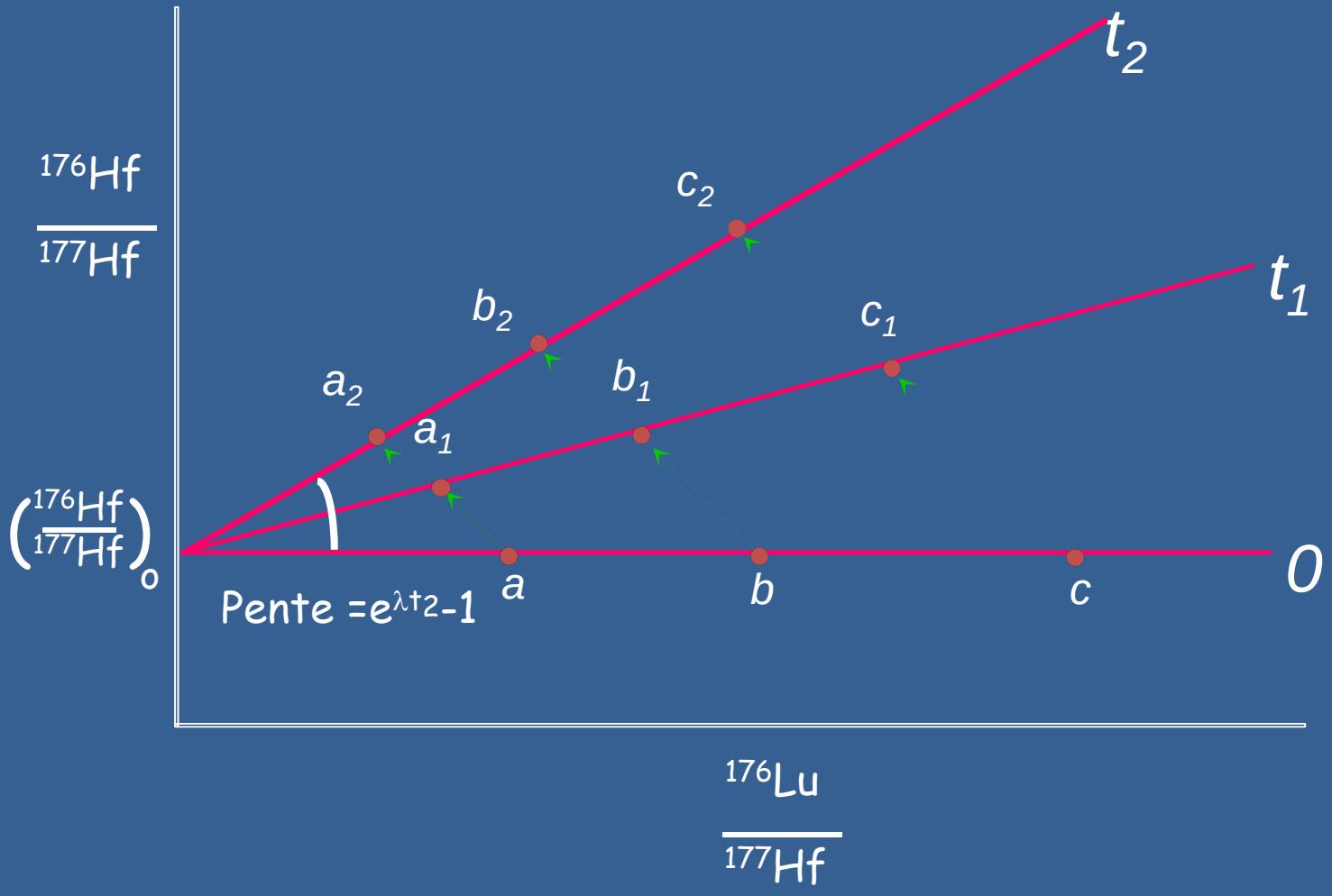
à l'instant 0:



$$\left(\frac{^{176}Hf}{^{177}Hf}\right)_{(t)} = \left(\frac{^{176}Hf}{^{177}Hf}\right)_{0} + \left(\frac{^{176}Lu}{^{177}Hf}\right)_{(t)} \left(e^{\lambda t} - 1\right)$$



$$\left(\frac{^{176}Hf}{^{177}Hf}\right)_{(t)} = \left(\frac{^{176}Hf}{^{177}Hf}\right)_{0} + \left(\frac{^{176}Lu}{^{177}Hf}\right)_{(t)} \left(e^{\lambda t} - 1\right)$$



Une interprétation d'un alignement des mesures = isochrone → pente donne âge de l'ensemble

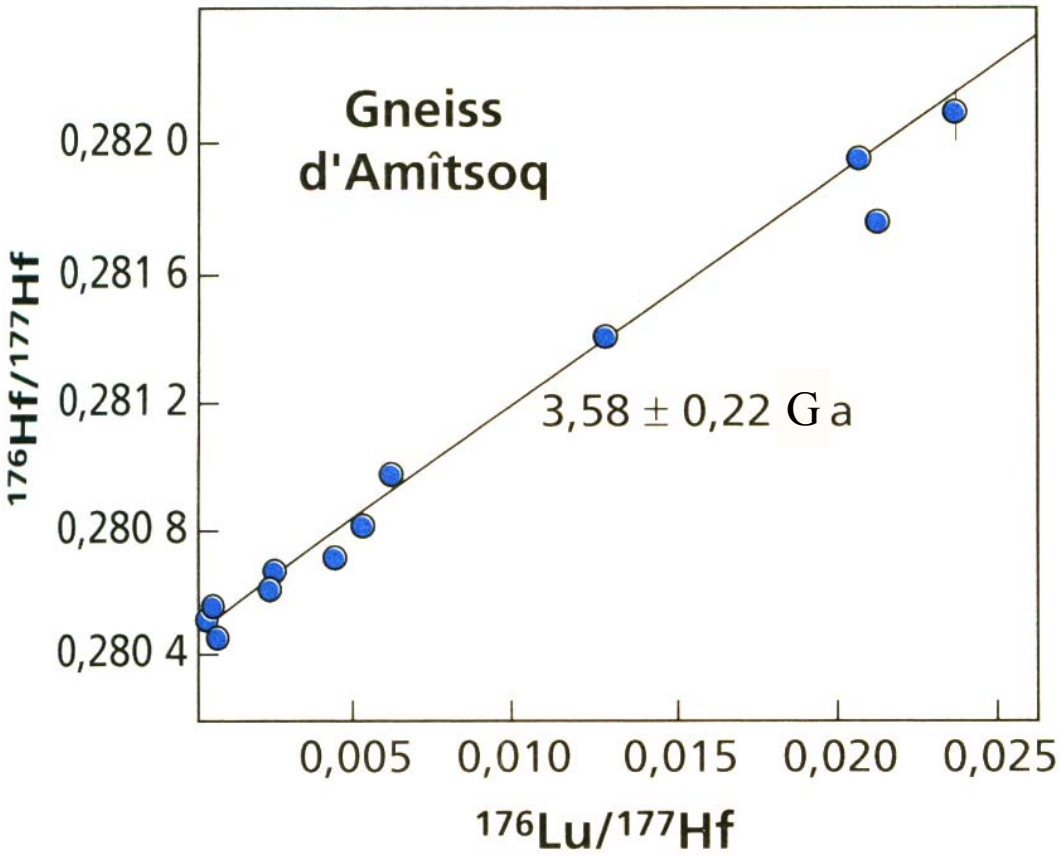


Fig. 3.18. Isochrone Lu-Hf des gneiss d'Amîtsoq d'après Blicher-Toft et al.

C. Allègre, Géologie isotopique

Ordonnée à l'origine donne une information sur la source

$(^{87}Sr/^{86}Sr)_o$ = valeur initiale de $^{87}Sr/^{86}Sr$ = traceur pétrogénétique

$(^{87}Sr/^{86}Sr)_o$<0.706: origine mantellique

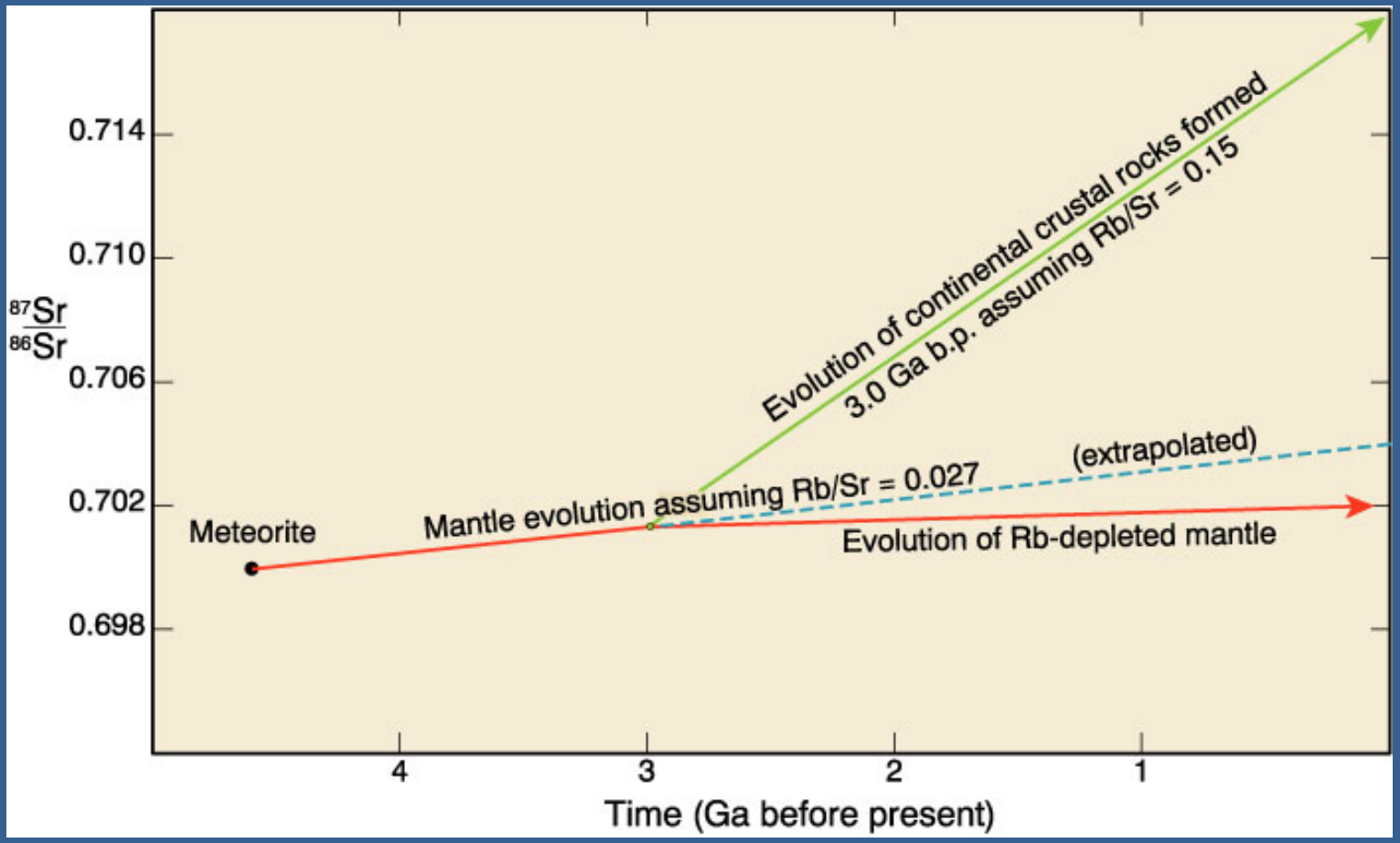
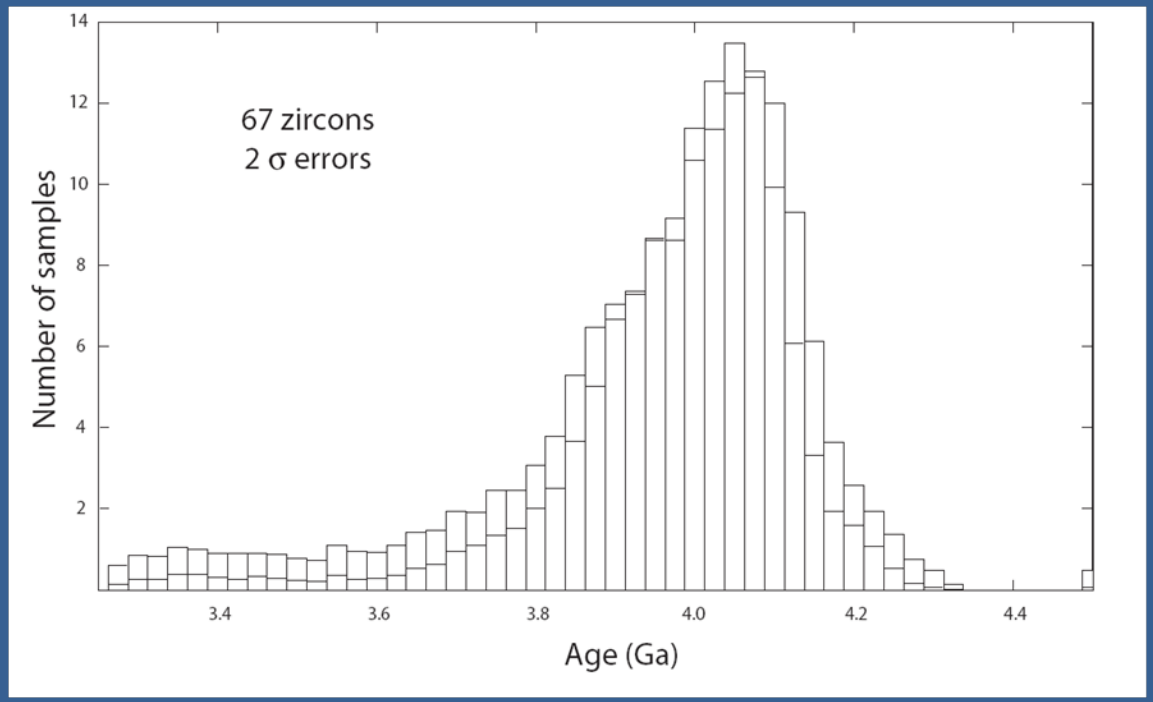


Figure 9-13. Estimated Rb and Sr isotopic evolution of the Earth's upper mantle, assuming a large-scale melting event producing granitic-type continental rocks at 3.0 Ga b.p After Wilson (1989). Igneous Petrogenesis. Unwin Hyman/Kluwer.

Que date t-on?

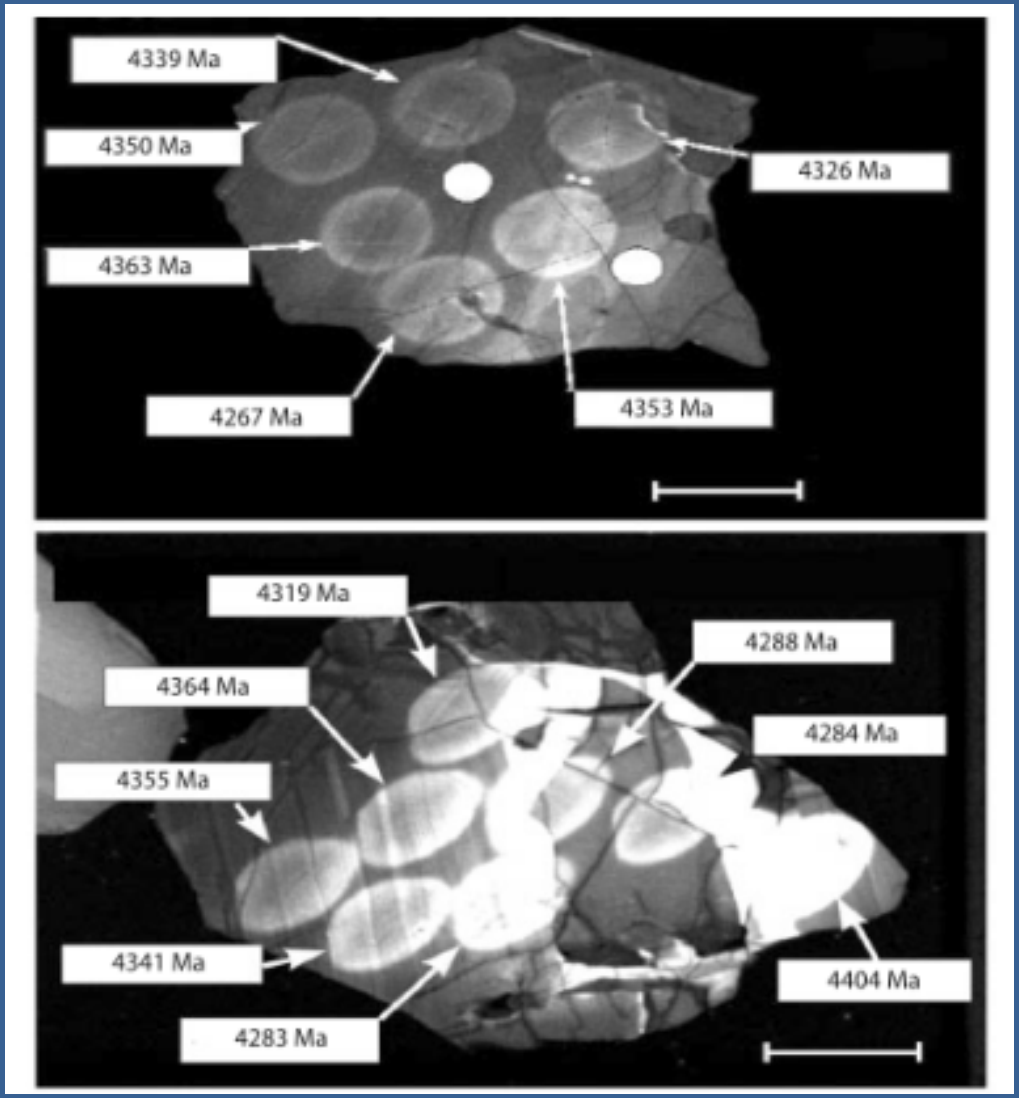
La date de fermeture d'un système contenant des éléments radioactifs. La durée de fermeture doit être assez longue pour que l'on puisse mesurer l'élément fils mais pas trop longue pour que l'on puisse mesurer l'élément père restant

- Système peut être un cristal qui n'a pas forcément le même âge que la roche qui le contient!



Ages Pb-Pb ICPMS des plus vieux zircons

- Système peut être une petite zone dans un cristal (métamictisation des zircons): importance des techniques résolues spatialement (SIMS)



Wilde et al. (2002)

Jack Hills, Western Australia

4.0-4.4 Ga zircons: the missing years of Earth history

(Harrison, Blichert-Toft, Albarede)

- On ne date généralement pas les traces de vie directement…

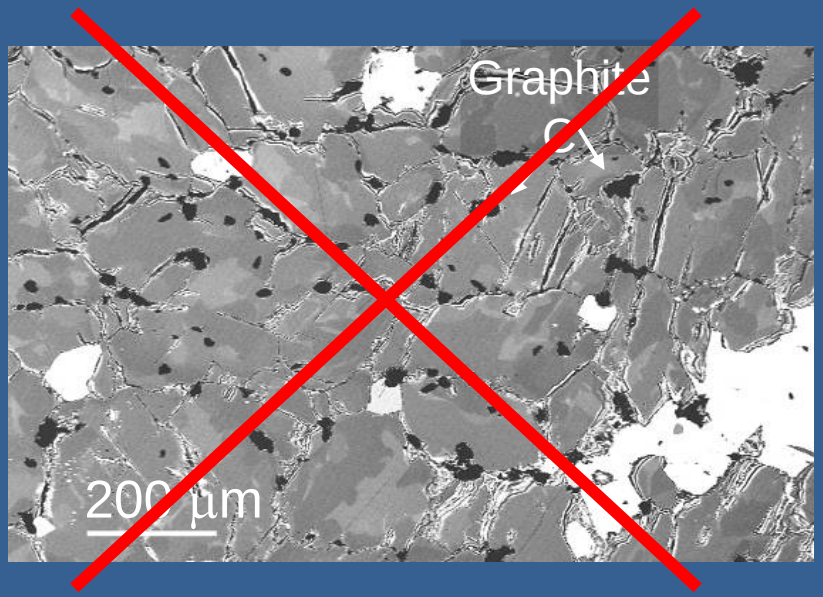


Image en microscopie électronique à balayage d'inclusions de Carbone dans les roches d'Isua

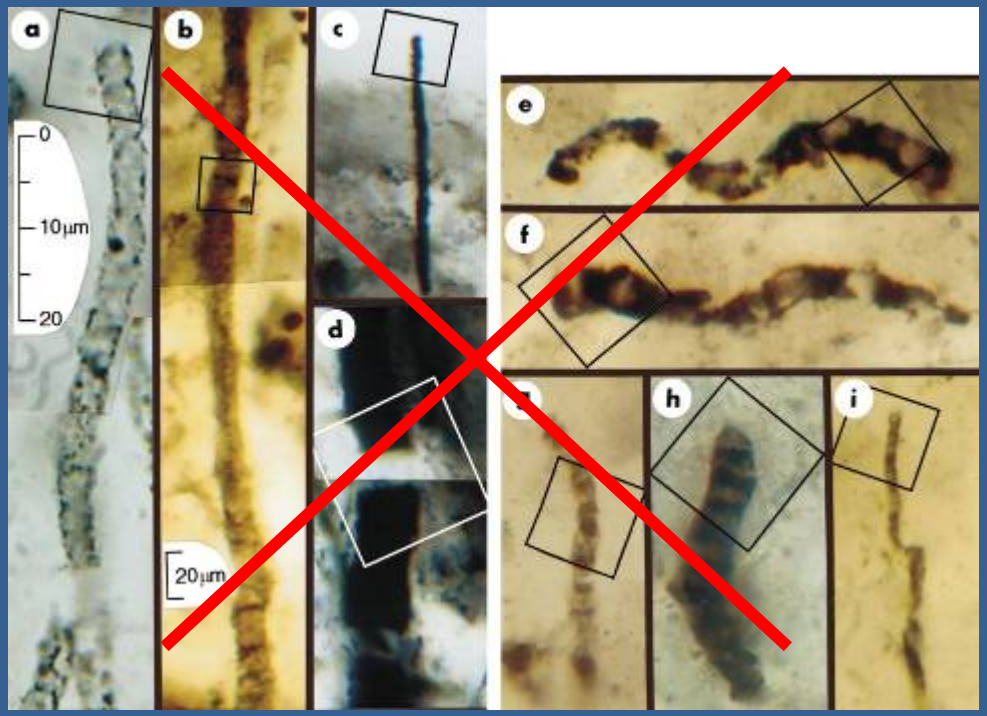
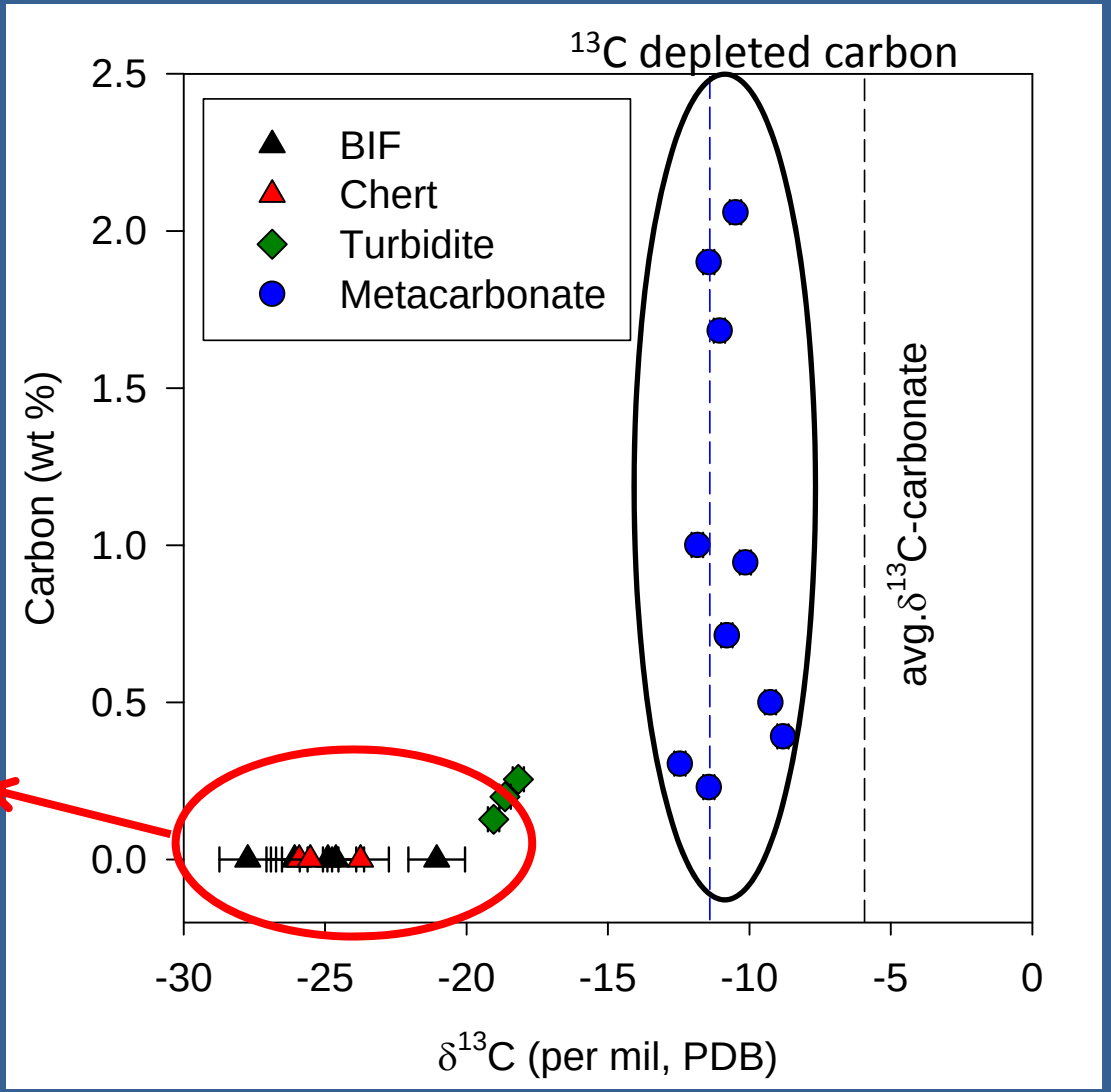


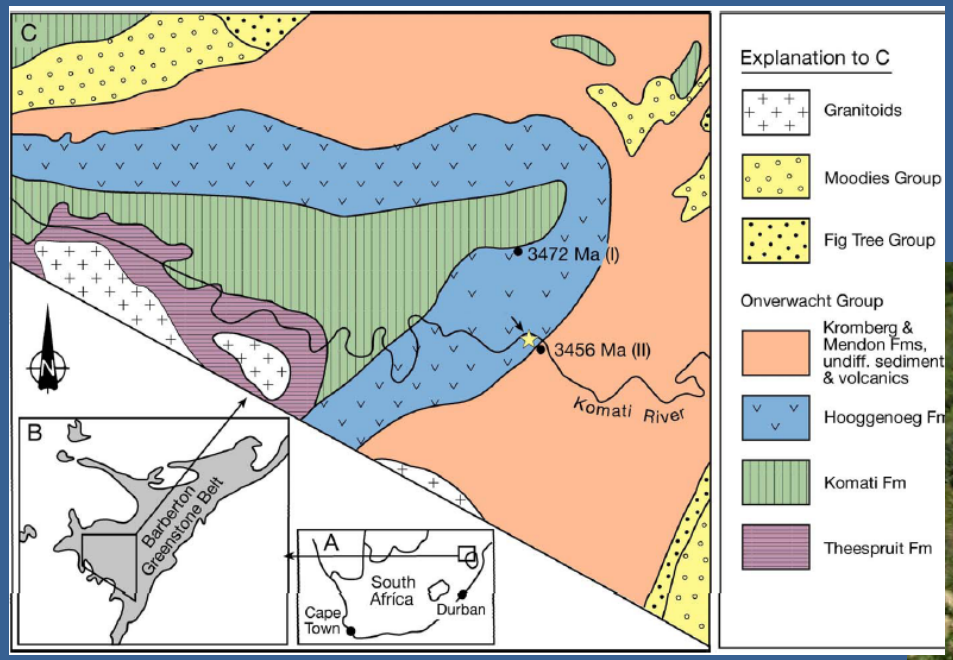
Image en microscopie optique de filaments carbonés biomorphes dans les cherts australiens de 3.5 Ga

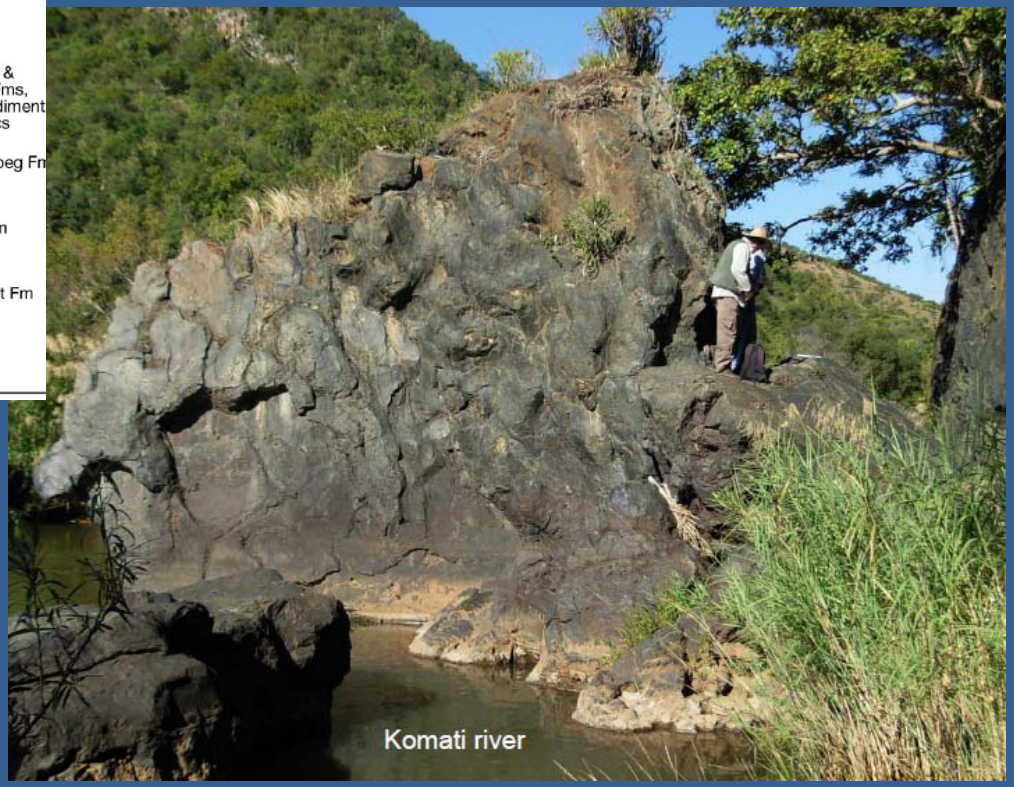
On ne peut pas dater le carbone organique Archéen mais on peut déterminer sa structure qui dépend de son histoire thermique

Carbone qui n'a jamais subi faciès amphibolite = contamination récente



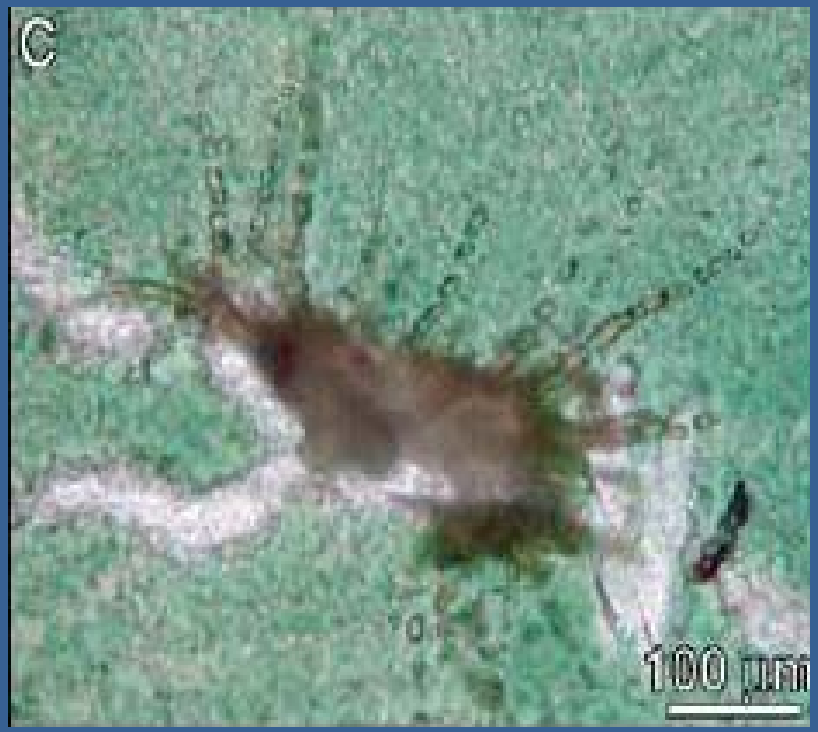
… Mais quelques exceptions sont avancées dans la littérature:
1) Datation de traces de vie dans des basaltes en coussin de l'Archéen





Barberton, Afrique du Sud, 3.5 Ga

Structures tubulaires remplies de titanite ($CaTi(SiO_5)$) = riche en U, pauvre en Pb initialement

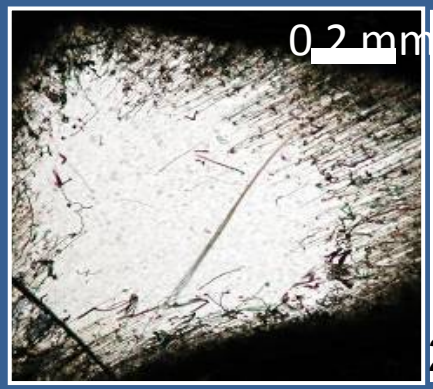


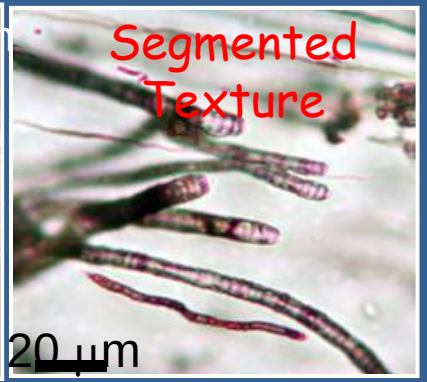
Furnes et al., Science (2004)

+

Presence of carbon

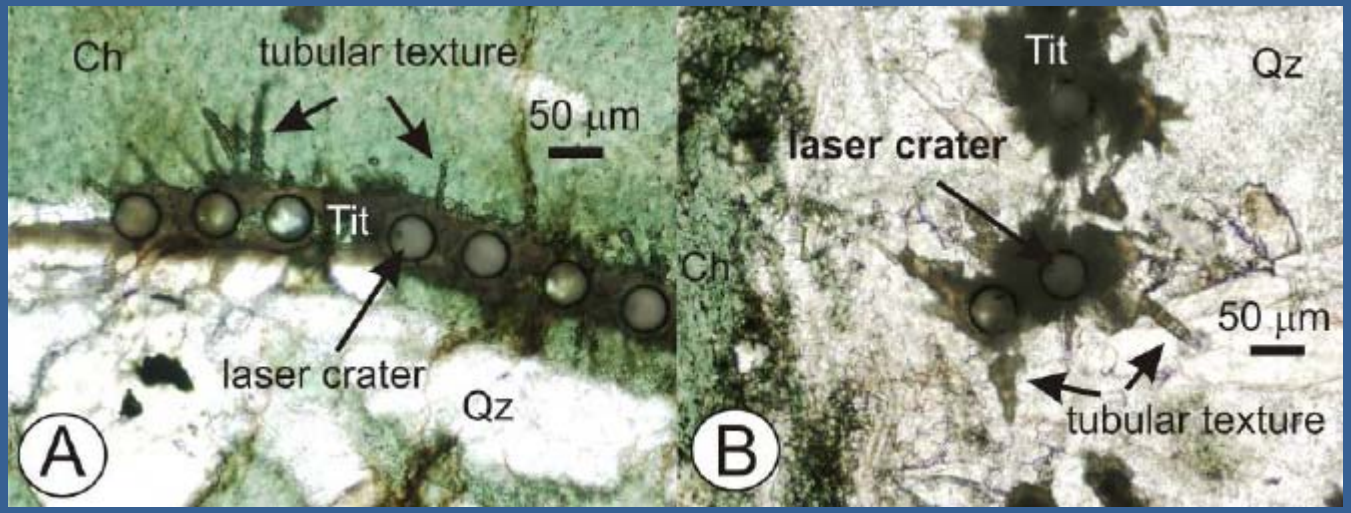
Low $\delta^{13}C$ of carbonates

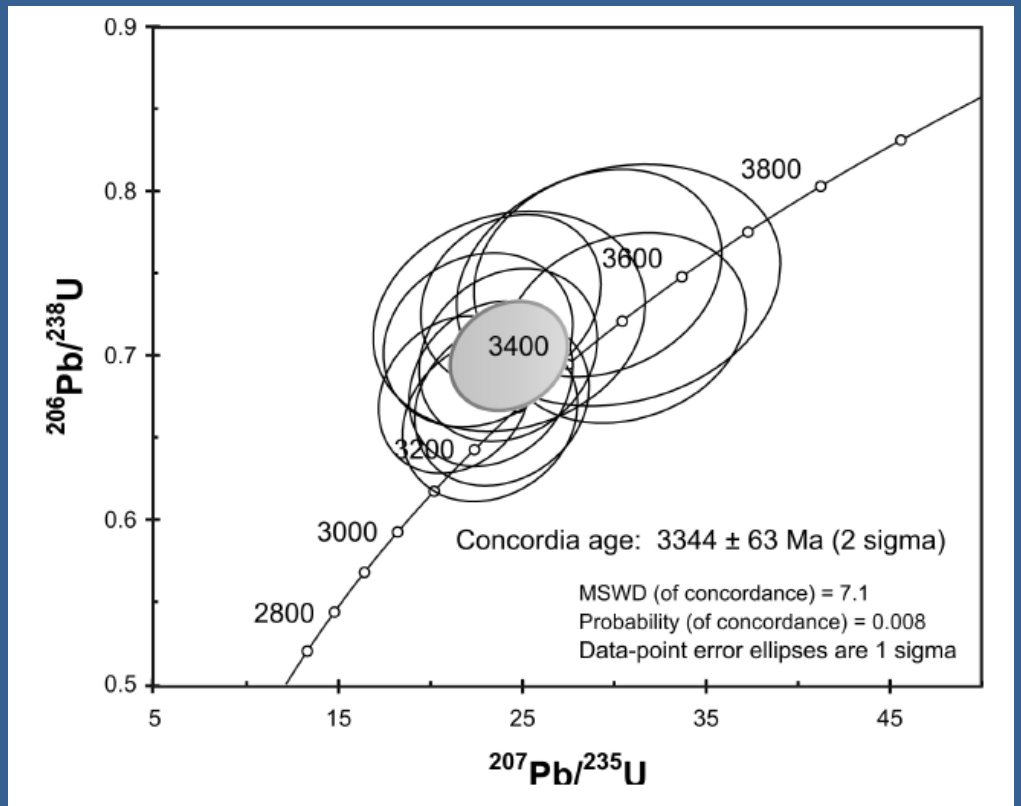




Analogues modernes interprétés comme des canaux biogéniques

Concordia obtenue par La-ICPMS





On peut dater une trace de vie si elle est composée de titanite

Question: sont ce vraiment des traces de vie

D. Fliegel, in press

Conclusions

Existe d'autres techniques de datation isotopique, d'autres éléments radioactifs etc…

Age n'est pas une donnée triviale:

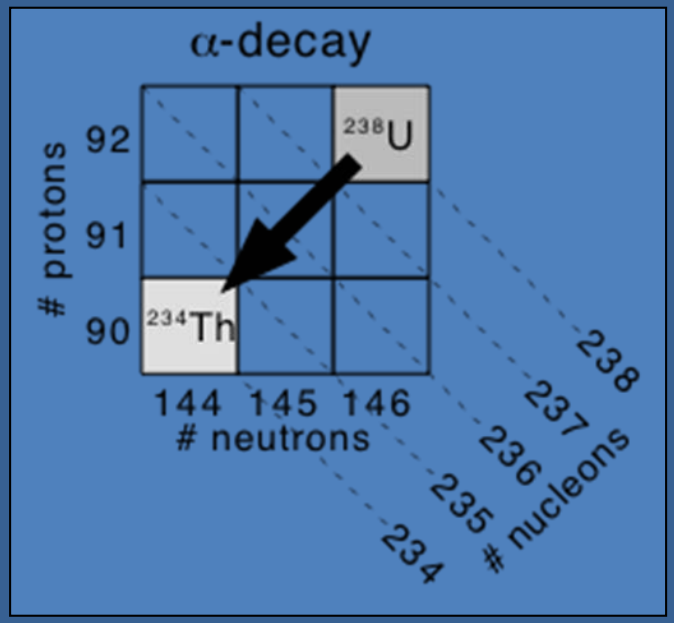
Challenge méthodologique
Précautions d'interprétation
Des âges plutôt qu'1 âge
Ne donne pas forcément une réponse directe à l'âge des objets qui nous intéressent

Datation relative est indispensable à utiliser en parallèle

Remerciements
Daniel Fliegel (Univ Bergen)
Mark Van Zuilen (Univ Bergen)
Francis Albarède (ENS Lyon)

α-decay

Emission of an α-particle or ^{4}He nucleus (2 neutrons, 2 protons)



The parent decreases its mass number by 4, atomic number by 2.

Example: ^{238}U -> ^{234}Th + ^{4}He

Mass-energy budget:

^{238}U	238.0508 amu
^{234}Th	–234.0436
^{4}He	–4.00260

mass defect 0.0046 amu

= 6.86×10^{-13} J/decay

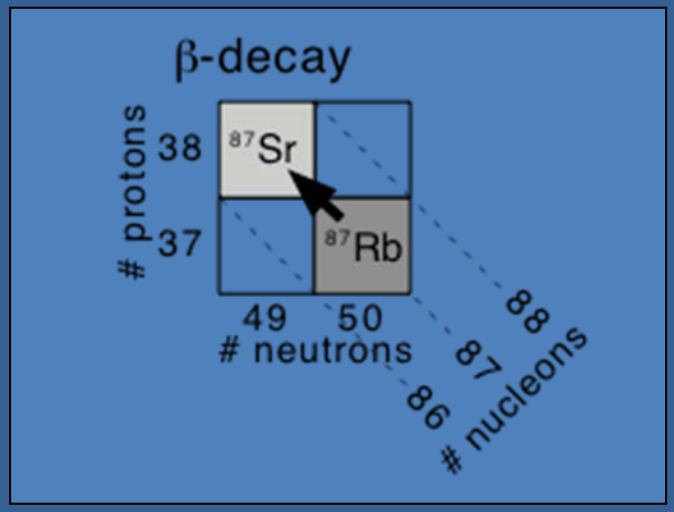
= 1.74×10^{12} J/kg ^{238}U

= 7.3 kilotons/kg

This is the preferred decay mode of nuclei heavier than ^{209}Bi with a proton/neutron ratio along the valley of stability

β-decay

Emission of an electron (and an antineutrino) during conversion of a neutron into a proton



The mass number does not change, the atomic number *increases* by 1.

Example: $^{87}Rb \rightarrow {}^{87}Sr + e^{-} + \nu$

Mass-energy budget:

^{87}Rb	86.909186 amu
^{87}Sr	–86.908882
mass defect	0.0003 amu

$= 4.5 \times 10^{-14}$ J/decay

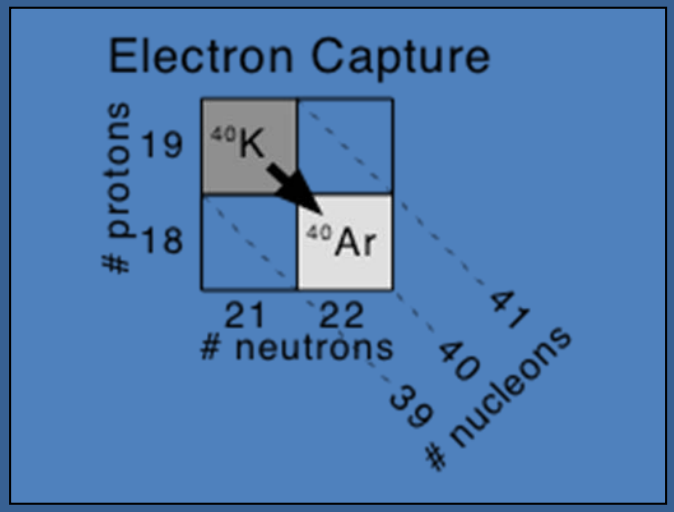
$= 3.0 \times 10^{11}$ J/kg ^{87}Rb

= 1.3 kilotons/kg

This is the preferred decay mode of nuclei with excess neutrons compared to the valley of stability

β^+-decay and electron capture

Emission of a positron (and a neutrino) *or* capture of an inner-shell electron during conversion of a proton into a neutron



The mass number does not change, the atomic number *decreases* by 1.

Examples: $^{40}K \rightarrow {}^{40}Ar + e^+ + \nu$

$^{50}V + e^- \rightarrow {}^{50}Ti + \nu + \gamma$

In positron emission, most energy is liberated by remote matter-antimatter annihilation. In electron capture, a gamma ray carries off the excess energy.

These are the preferred decay modes of nuclei with excess protons compared to the valley of stability

D'après cours en ligne de Winter

Système Sr-Rb

- $^{87}Rb \rightarrow {}^{87}Sr$ + particule beta ($\lambda = 1.42 \times 10^{-11}\ a^{-1}$)
- Rb se comporte comme K → micas et feldspaths alcalins
- Sr se comporte comme Ca → plagioclase et apatite (mais pas clinopyroxene)
- $^{88}Sr : {}^{87}Sr : {}^{86}Sr : {}^{84}Sr = 10 : 0.7 : 1 : 0.07$
- ^{86}Sr est un isotope stable.
- ^{87}Sr = ^{87}Sr stable + ^{87}Sr radiogénique (désintégration de ^{87}Rb)

$(^{87}Sr/^{86}Sr)_o$ = valeur initiale de $^{87}Sr/^{86}Sr$ = traceur pétrogénétique

$(^{87}Sr/^{86}Sr)_o$<0.706: origine mantellique

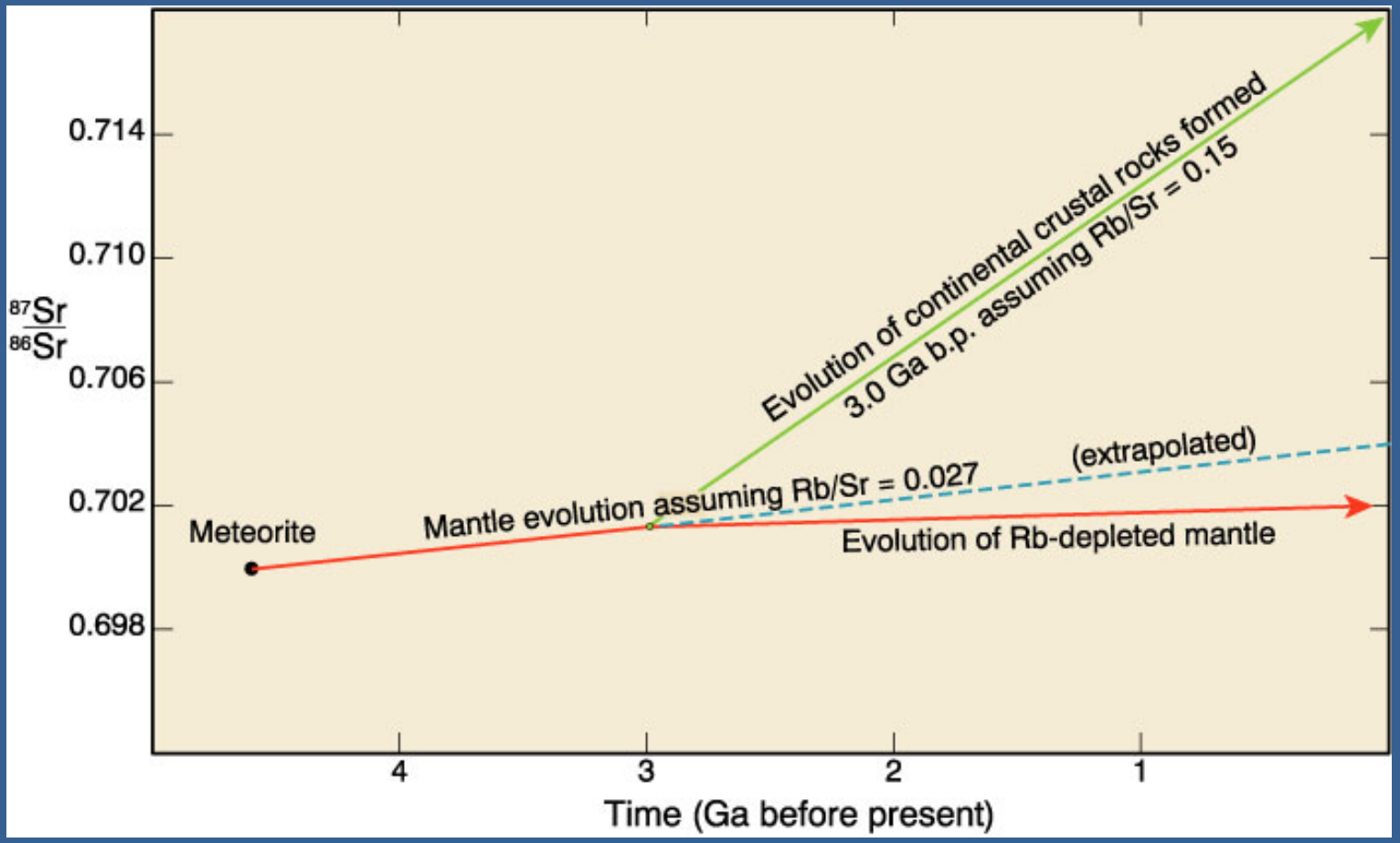


Figure 9-13. Estimated Rb and Sr isotopic evolution of the Earth's upper mantle, assuming a large-scale melting event producing granitic-type continental rocks at 3.0 Ga b.p After Wilson (1989). Igneous Petrogenesis. Unwin Hyman/Kluwer.

D'après cours en ligne de Winter

Système Sm-Nd

$$\varepsilon Nd = \left[\frac{\left({}^{143}Nd / {}^{144}Nd \right)_{initial}}{I^{t}_{CHUR}} - 1 \right] \times 10000$$

I^{t}_{CHUR} : rapport 143Nd/144Nd à l'époque de formation de la roche

εNd positif: source appauvrie
εNd négatif: source enrichie

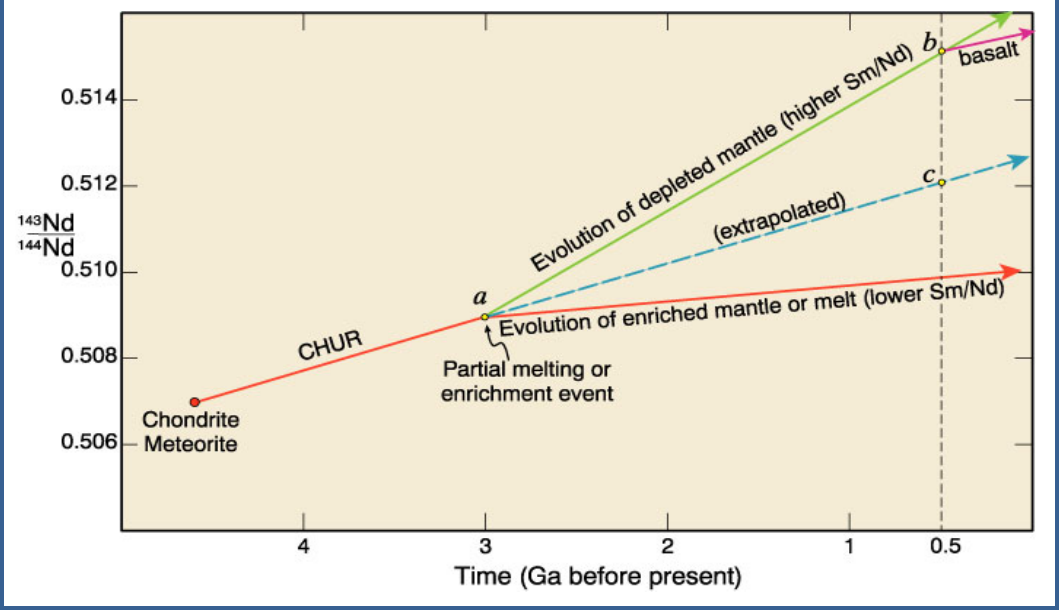


Figure 9-15. Estimated Nd isotopic evolution of the Earth's upper mantle, assuming a large-scale melting or enrichment event at 3.0 Ga b.p. After Wilson (1989). Igneous Petrogenesis. Unwin Hyman/Kluwer.

$^{147}Sm \rightarrow {}^{143}Nd$

$\lambda = 6.54 \times 10^{-13}\ a^{-1}$ (half life 106 Ga)

- On divise dans l'équation de désintégration par ^{144}Nd qui est non-radiogénique

☞ $^{143}Nd/^{144}Nd = (^{143}Nd/^{144}Nd)_o + (^{147}Sm/^{144}Nd)\lambda t$