

層序地質学

「年代層序と放射年代」

秋学期：毎週月曜日1限 (8:30~10:15)

- 9/30(月) 第1回：層序学・地質学の歴史 (狩野)
- 10/7(月) 第2回：年代層序と放射年代 (小宮)
- 10/21(月) 第3回：地球表層の諸環境 (狩野)
- 10/28(月) 第4回：化石と生層序 (狩野)
- 11/7(木) 第5回：地層の形成 (狩野)
- 11/11(月) 第6回：岩相層序と堆積層解析 (小宮)
- 11/13(水) 第7回：古地磁気層序と化学層序 (小宮)
- 11/18(月) 第8回：日本列島の成り立ち (小宮)
- 11/25(月) 第9回：大陸域の特徴と地形 (ウォリス)
- 12/2(月) 第10回：海洋域の特徴と地形 (ウォリス)
- 12/16(月) 第11回：断層と地殻変形 (ウォリス)
- 12/23(月) 第12回：火山活動とマグマ貫入 (ウォリス)
- 1/20(月) 第13回：筆記試験 (2月3日?)

komiya@ea.c.u-tokyo.ac.jp
http://www43.tok2.com/home/isua/

国際標準模式層断面及び地点(GSSP)が設定されるための必要条件

GSSP (Global Boundary Stratotype Section and Point)

国際地質科学連合 (International Union of Geological Sciences, IUGS) の批准

→下部組織の国際層序委員会(International Commission on Stratigraphy, ICS)の決定と勧告

(1) 界界の名称と層序階級

① GSSPの定義を簡潔に明文化すること

(2) GSSPの地理的位置および地層の状態

- ① 地理的な位置を地図標示を用いて示すこと
- ② 岩層番号など地質学的な位置づけを示すこと
- ③ 模式境界の正確な場所および基準を明確な点として示すこと
- ④ 模式境界の基準を挟んで層序の欠落がないこと
- ⑤ 模式層序・境界位置を含む層序断面に十分な厚みがあり、上下に地層が連続
- ⑥ 露頭までの道路状況、その国の政治状況、土地の所有権に問題がなく

露頭まで容易に近づけること

(7) 露頭の保護・保全のための対策が行われていること

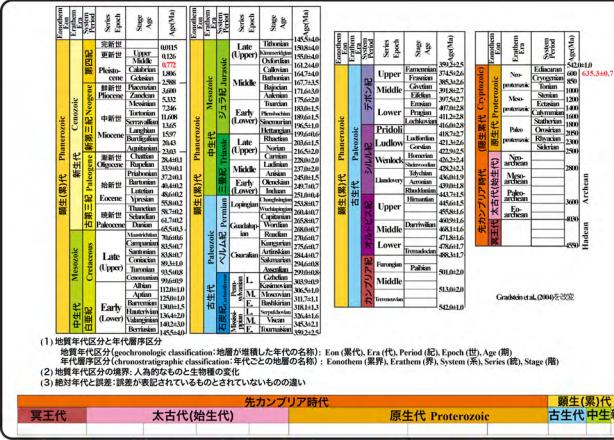
(3) 一次・二次指標

- ① GSSPを特徴づける対比指標には重要な地質事件(特定の化石種の出現等)を充てる
- ② 他の一次指標および二次指標を示すこと
- ③ 火山灰層や天文学的周期性(ミランコビッチ周期等)により数値年代が決定可能
- ④ 地域的な対比や世界的な対比が示されること

(4) 選定過程の概要の提示

① 公式な出版物 (IUGSの季刊誌やICSの季刊誌など適切な科学雑誌) への掲載

地質年代区分



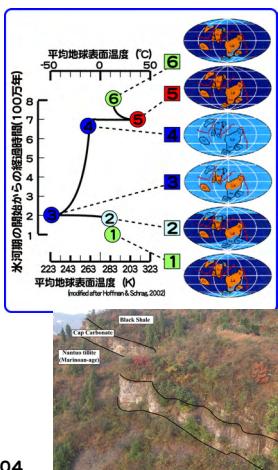
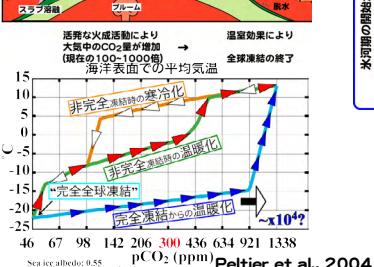
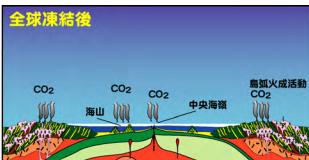
Ediacara紀(6.3~5.42億年前)とは(開始)



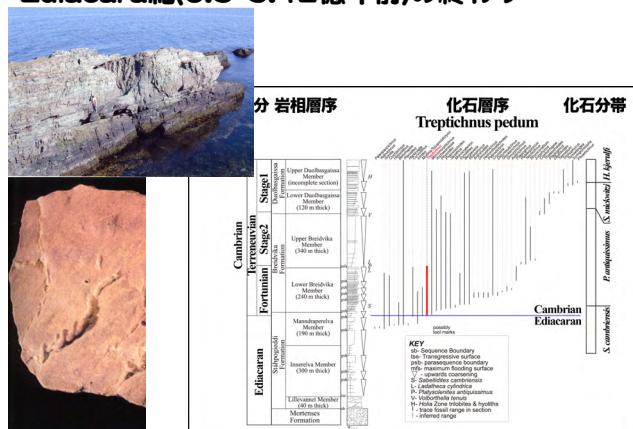
The Nuccaleena Formation cap carbonate (Jim Gehling has his foot resting on it) overlies the Elatina Formation glacial tillite at the Ediacaran GSSP site in the Flinders Ranges of South Australia.

エディアカラ紀の始まり：
Marinoan Snowball Earthの氷河性堆積物とCap carbonateの境界

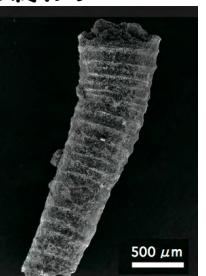
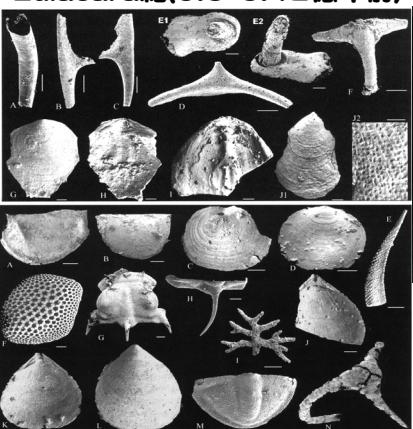
全球凍結



Ediacara紀(6.3~5.42億年前)の終わり



Ediacara紀(6.3~5.42億年前)の終わり



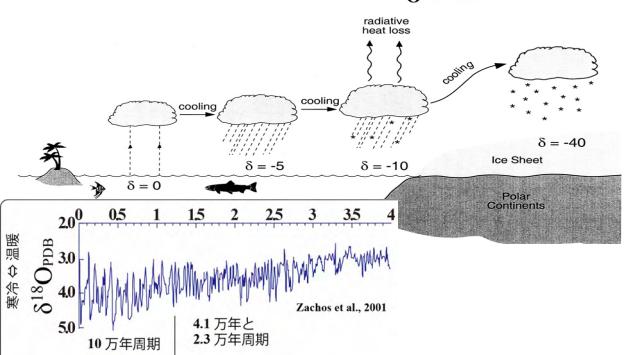
Small shelly fossils

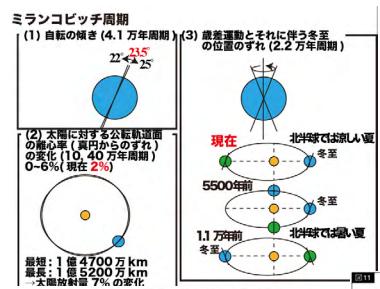
小殻化石

酸素同位体

(1) 軽い同位体ほど蒸発などとときに、気体に濃集する。

$$\delta^{18}\text{O} = \left\{ \frac{\left(\frac{18}{16}\text{O}_{\text{sample}}\right)}{\left(\frac{18}{16}\text{O}_{\text{SMOW or PDB}}\right)} - 1 \right\} \times 1000 (\text{‰})$$

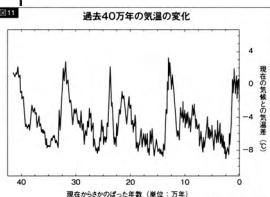




(1) 深海底生有孔虫(炭酸塩)の酸素同位体比変動

(2) よそ8°Cの変動幅で温暖と寒冷が繰り返す

(3) 周期はミランコビッチサイクルの周期と一致



前期更新世と中期更新世の境界(約77万年前) チバニアン候補

- ①古地磁気層序
- ②数値年代
- ③化学層序
- ④化石層序



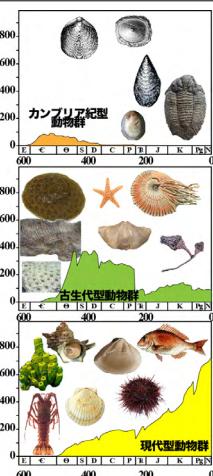
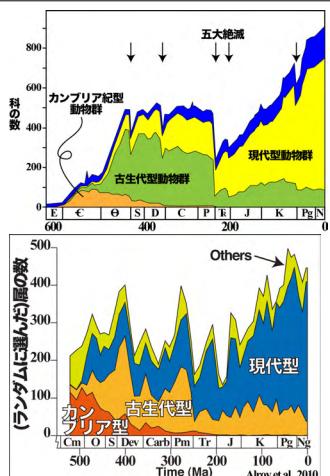
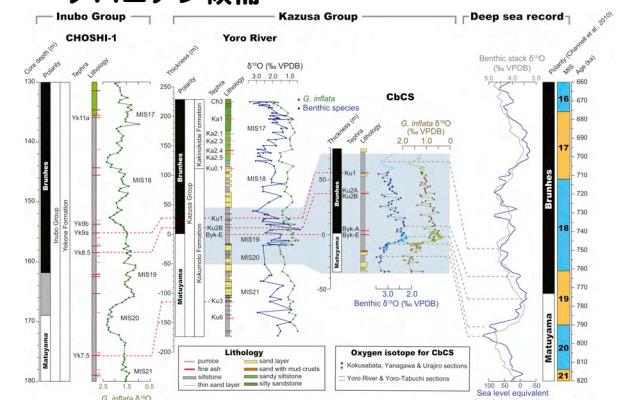
前期更新世と中期更新世の境界(約77万年前) チバニアン候補



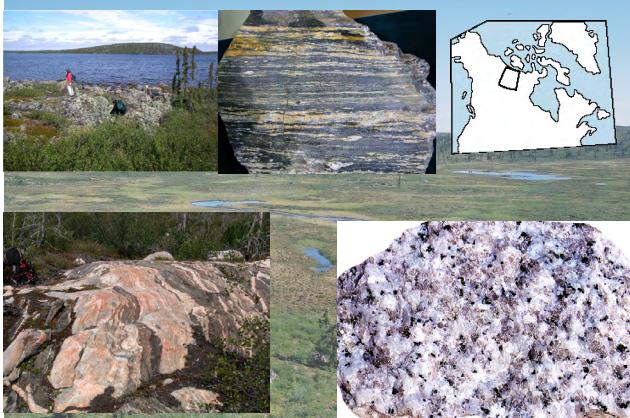
前期更新世と中期更新世の境界(約77万年前)

①最後の地磁気逆転が起こった時期
②氷期-間氷期サイクルが4万年周期から10万年周期へ変化

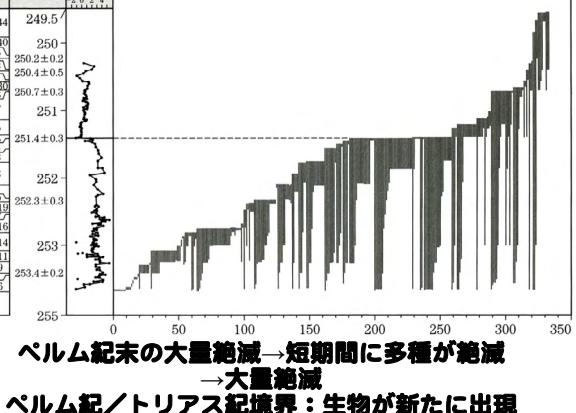
前期更新世と中期更新世の境界(約77万年前) チバニアン候補



カナダ アカスタ片麻岩(40.3億年前)



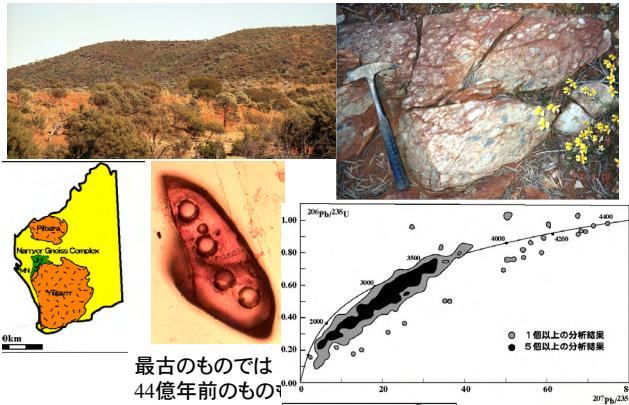
大量絶滅と地質年代境界とは



初期地球物質(38億年前以前)

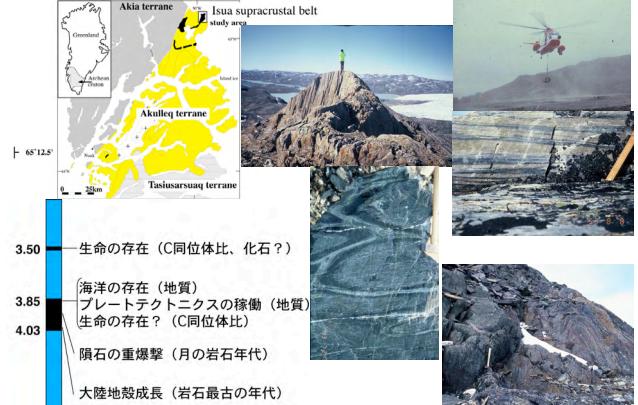


地球最古の物質（鉱物）を含む礫岩 —岩石とは鉱物又は岩片の集合体—



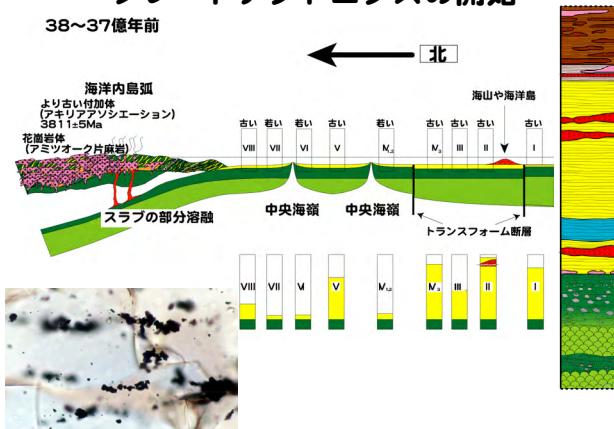
イスア地質(グリーンランド, 38億年前)

—プレートテクトニクスの開始、海洋の存在と生命の痕跡—



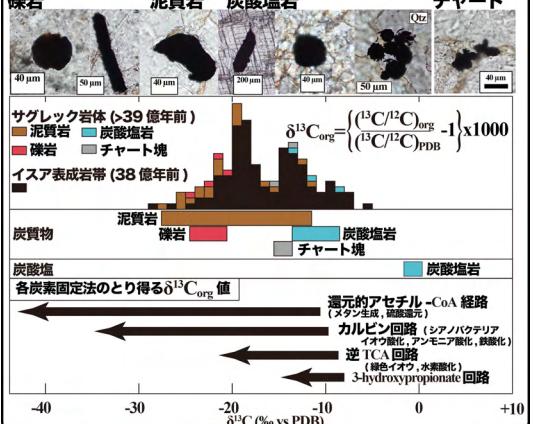
プレートテクトニクスの開始

38~37億年前



炭質物 (ラブラドル, >39 億年前)

礫岩 泥質岩 炭酸塩岩



年代測定

- ①相対年代 ⇔ 絶対年代(数値年代)
- ②原理的に4つのタイプ
 - ⓐ 物理的原理: 放射年代
 - ⓑ 化学的原理: 水和法、ラセミ化年代
 - ⓒ 全地球的に共通して生じる現象の年代変化に基づく年代較正曲線と対比: 古地磁気や同位体層序

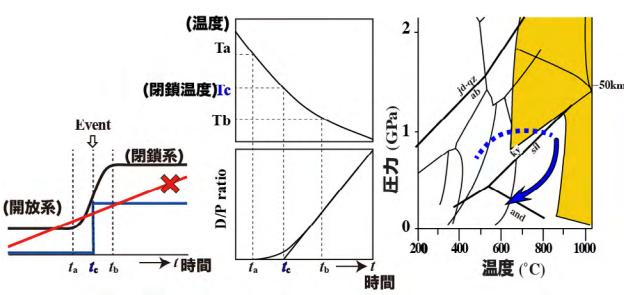
表1.2 年代測定で用いられる“年代”的主な区分	
数値年代 (絶対年代)	1. 放射年代 同位体(比)年代 宇宙線生成核種の壊変を反映した時代 放射壊変系列の平衡からのずれを反映した年代 放射線損傷年代 宇宙線照射年代 消滅核種による壊変生成核種量を反映した年代
	2. 化学反応現象を反映した年代 水和法、ラセミ化年代
	3. 天文現象を反映した年代 ミランコビッチサイクル
4. 年輪・年縞年代	
相対年代	1. 地質年代 2. 化石年代 3. 微化石年代 4. 古地磁気年代 5. 火山灰年代 6. 同位体層序年代

年代測定の歴史

表1.1 近代的な方法による年代測定の歴史
19C 熱電流を用いた地熱の熱伝導モデルによる地殻の年齢の推定(Lord Kelvin)
1896 放射能の量見(H. Bequerel)
1900 U-Pb 法による定年化による開拓(Rutherford et al.)
1907 U-Pb 法による定年化による開拓(B. B. Boltwood)
1911 U-Pb 法による定年化による開拓(A. Holmes)
1937 Rb-Sr 法による定年化(H. Abelson)
1940 Ni-Cr-Ni 法による定年化(A. O. Nier)
1946 ^{40}K 法による定年化(W. F. Libby)
1948 ^{36}Ar 法による定年化(A. Aldrich and A. O. Nier)
1953 ラジオカーボン法による定年化(Daniel et al.)
1954 Rb-Sr 法による定年化(H. H. Hinschberger, et al.)
1955 ウラン系用いた年代測定の開拓(V. Cherdynsev, ^{238}U - ^{206}Pb 法(H. A. Patzer et al.))
1956 ^{40}Ar 法による定年化(C. Patterson)
1957 質量分析計の開拓(C. Weizsäcker)
1959 ^{40}Ar 法による定年化(H. Reynolds)
1960 石灰岩中の放射性元素の年代測定(H. L. Smith)
1961 アクソニウム法の採用(O. Nicolaysen, H. L. Alstrup)
1962 Ar-Ar 法による年代測定の開拓(G. J. Sipperson)
1962 フラッシュ融解炉による年代測定の開拓(R. L. Flescher, P. B. Price and R. M. Walker)
1963 火山灰に対する年代測定(年輪定年法)(J. Z. Eller, et al.)
1967 アクソニウム法による年代測定(E. Hare and R. M. Miller)
1969 高精度表面膜型質量分析計の開拓(G. J. Wasserburg and D. A. Papuraassou)
1970 Ar-Ar 法による年代測定(田中剛一・増田彰司)
1973 Sm-Nd 法による年代測定(野村信吾)
1974 Lu-Hf 法による年代測定(W. L. Lugmair)
1976 加熱器質量分析計(AMS)を開拓した年代測定法の開拓(K. H. Pusack)
1976 国際地質年代委員会により、放射年代値の算出に用いる破壊定数の推奨値の提案
1980 Lu-Hf 法による年代測定(P. J. Pachet and M. Tatsuro)
1982 La-Ce 法による年代測定(田中剛一・増田彰司)
1983 インバーバル法による年代測定(W. Compston et al.)
1986 Ar-Ar 法による年代測定(中井邦一)
1990 國際地質年代委員会により、FT法によるゼータ値の採用の勧告

放射年代測定法の仮定

- ①放射壊変数の不变性
- ②年代変化を生じる現象の生成率が一定: ^{14}C 年代や放射線損傷年代等。初期値が得られる。△。
- ③閉鎖系。
- ④年代の起点が明確である。



放射性核種の親核種と娘核種の比を用いる年代測定

①アイソクロン年代

$$\text{親核種 } P \rightarrow \text{娘核種 } D \text{ 壊変定数 } \lambda \text{ (半減期 } \tau = \frac{\ln 2}{\lambda} \text{)}$$

$$\frac{dP}{dt} = -\lambda P$$

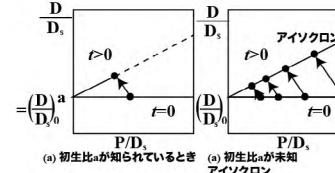
$$P = P_0 \exp(-\lambda t) \longrightarrow P_0 = P \exp(\lambda t)$$

$$D = D_0 + (P_0 - P) \xrightarrow{\text{増加分}}$$

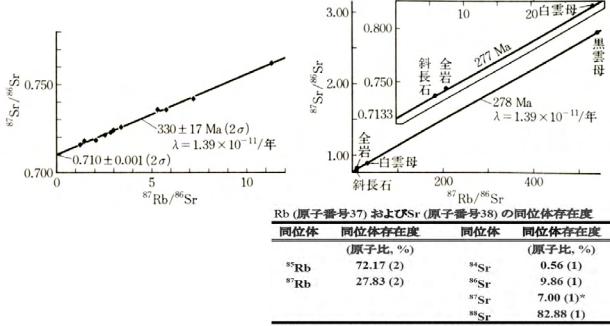
$$= D_0 + P \exp(\lambda t) - 1 \}$$

安定同位体 D_s で割る(比の方が精度良く分析できるので)。

$$\left(\frac{D}{D_s} \right) = \left(\frac{D}{D_s} \right)_0 + \left(\frac{P}{D_s} \right) \{ \exp(-\lambda t) - 1 \} \longrightarrow y = a + bx$$



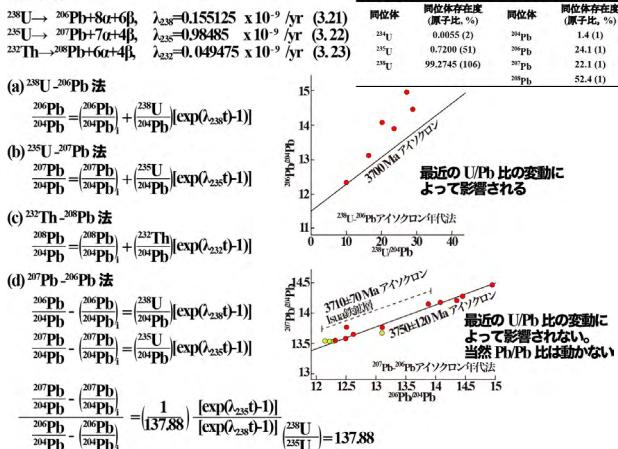
放射性核種の親核種と娘核種の比を用いる年代測定



*注1)この表中に示された値は、実験室内で一般的に用いられている試薬や物質に対するもの。

注2)年代測定の対象となる地質学的試料では、カコ内の数値で示される不確定度よりもさらに大きい変動を示す。特に⁸⁷Srを含むSrの同位体存在度は試料の年代やRb/Srによって大きく変動するが、その変動の大きさが年代測定に利用される。

鉛同位体



放射性核種の親核種と娘核種の比を利用する年代測定

①アイソクロロン年代

表2.2 放射性核種の親核種と娘核種の比を利用する年代測定法

方法	P	D	Ds	(D/Ds) ₀	換算形式	半減期(年)
K-Ar (Ar-Ar)	⁴⁰ K	⁴⁰ Ar	³⁶ Ar	=295.5	電子捕獲(EC)	1.25 × 10 ^{9*}
Rb-Sr	⁸⁷ Rb	⁸⁷ Sr	⁸⁶ Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	β ⁻	4.88 × 10 ¹⁰
U-Pb (Pb-Pb)	²³⁸ U	²⁰⁶ Pb	²⁰⁴ Pb	(²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb) ₀	α, β	4.47 × 10 ⁹
	²³⁵ U	²⁰⁷ Pb	²⁰⁴ Pb	(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb) ₀	α, β	7.04 × 10 ⁸
Tb-Pb	¹³² Tb	²⁰⁸ Pb	²⁰⁴ Pb	(²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb) ₀	α, β	1.40 × 10 ⁹
Sm-Nd	¹⁴⁷ Sm	¹⁴³ Nd	¹⁴⁴ Nd	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) ₀	α	1.06 × 10 ¹¹
Lu-Hf	¹⁷⁶ Lu	¹⁷⁶ Hf	¹⁷⁷ Hf	(¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf) ₀	β ⁻	3.57 × 10 ¹⁰
La-Ce	¹³⁸ La	¹³⁸ Ce	¹⁴² Ce	(¹³⁸ Ce/ ¹⁴² Ce) ₀	β	
La-Ba	¹³⁸ La	¹³⁸ Ba	¹³⁷ Ba	(¹³⁸ Ba/ ¹³⁷ Ba) ₀	電子捕獲(EC)	9.87 × 10 ^{10**}
Re-Os	¹⁸⁷ Re	¹⁸⁷ Os	¹⁸⁶ Os	(¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁶ Os) ₀	β ⁻	4.23 × 10 ¹⁰

*⁴⁰Kとしての半減期、⁴⁰Kは電子捕獲のほかにβ⁻衰変して⁴⁰Caを生成するので、⁴⁰K-⁴⁰Ca系を利用した年代測定も原理的には可能である。しかし、天然の⁴⁰Caの存在割合が多いので放射性起源⁴⁰Caとの区別が困難なので、Kに富んだ特殊な試料以外には試みられていない。

**¹³⁸Laとしての半減期

一致年代、不一致年代

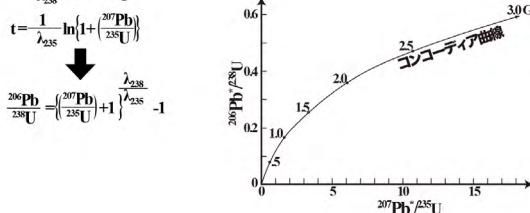
238U-206Pb 法、235U-207Pb 法、207Pb-206Pb 法、²³²Th-208Pb 法から得られた年代が一致することを一致年代 (concordant age) と言う。一方、一致しない場合を不一致年代 (discordant age) という。

(a) U-Pb 年代

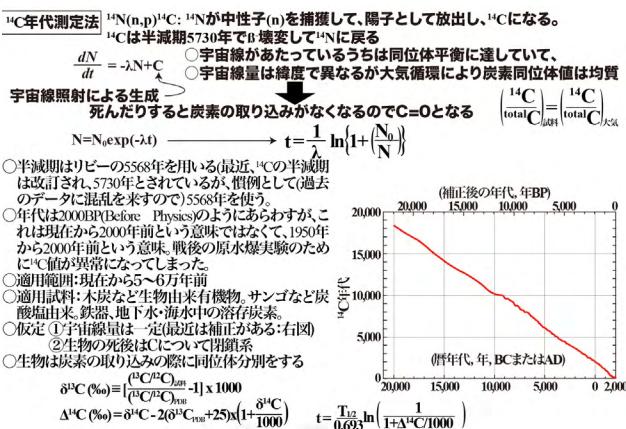
$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}_0 + \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \right) \exp(\lambda_{238} t - 1) \right) \rightarrow \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}_0 + \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \right) \exp(\lambda_{238} t - 1) \right) \rightarrow \frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} = \left[\exp(\lambda_{238} t - 1) \right]$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}_0 + \left(\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \right) \exp(\lambda_{235} t - 1) \right) \rightarrow \frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}_0 + \left(\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \right) \exp(\lambda_{235} t - 1) \right) \rightarrow \frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} = \left[\exp(\lambda_{235} t - 1) \right]$$

$t = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln \left(1 + \frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} \right)$
 $t = \frac{1}{\lambda_{235}} \ln \left(1 + \frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} \right)$



宇宙線生成放射核種を利用する年代測定



宇宙線生成放射核種を利用する年代測定

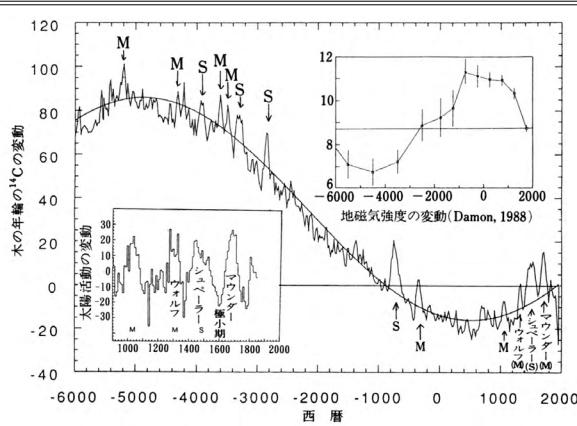
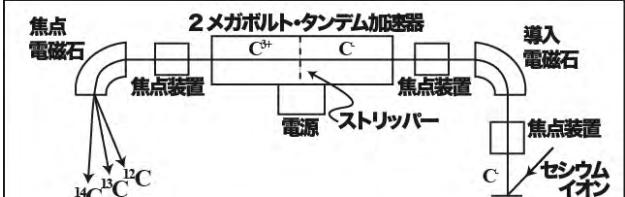
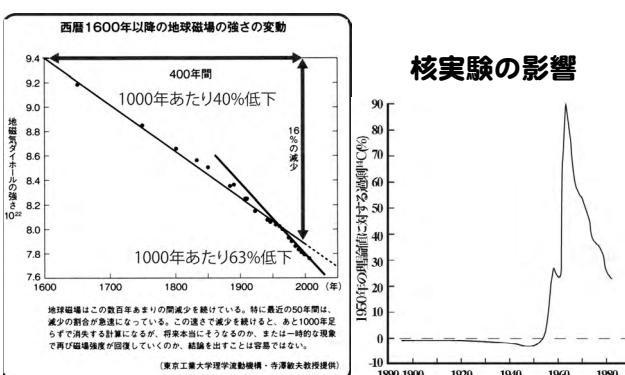


図 14.2 木の年輪の¹⁴C変化と太陽活動の変動 (Stuiver and Braziunas, 1988)
 太陽活動の衰退期にはマウンダー・タイプ(M)とシェーバーー・タイプ(S)がある。右下の太陽活動の変動曲線は木の年輪の¹⁴Cを基に補正を施し求められている。

環境(気候)の周期(地球磁場の変動)



宇宙線生成放射核種を利用する年代測定

表2.3 宇宙線により生成した核種を利用する年代測定法

方法	P	P_0	壊変後の核種	半減期(年)
^{14}C	^{14}C	^{14}C が大気中で一定	^{14}N	5.73×10^3
^{10}Be	^{10}Be	^{10}Be の生成率が一定	^{10}B	1.51×10^6
^{26}Al	^{26}Al	^{26}Al の生成率が一定	^{26}Mg	7.16×10^5
^3H	^3H	^3H が大気中で一定	^3He	1.24×10^{10}
^{32}Si	^{32}Si	^{32}Si の生成率が一定	$^{32}\text{P} \rightarrow \beta^- \rightarrow ^{32}\text{S}$	1.05×10^2 (14.3d)
^{36}Cl	^{36}Cl	^{36}Cl の生成率が一定	^{36}Ar	3.01×10^5
^{41}Ca	^{41}Ca	^{41}Ca の生成率が一定	^{41}K	1.03×10^5
^{53}Mn	^{53}Mn	^{53}Mn の生成率が一定	^{53}Cr	3.7×10^6
^{129}I	^{129}I	^{129}I の生成率が一定	^{129}Xe	1.57×10^7
^{39}Ar	^{39}Ar	^{39}Ar の生成率が一定	^{39}K	2.69×10^2
^{81}Kr	^{81}Kr	^{81}Kr の生成率が一定	^{81}Br	2.13×10^5

表中にあげた方法のほか、これらの核種を組み合わせた年代測定法なども開発されている。
(例) $^3\text{He}/^4\text{He}$, $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$, $^{10}\text{Be}/^{36}\text{Cl}$ など。

放射平衡から のずれを利用 した年代測定

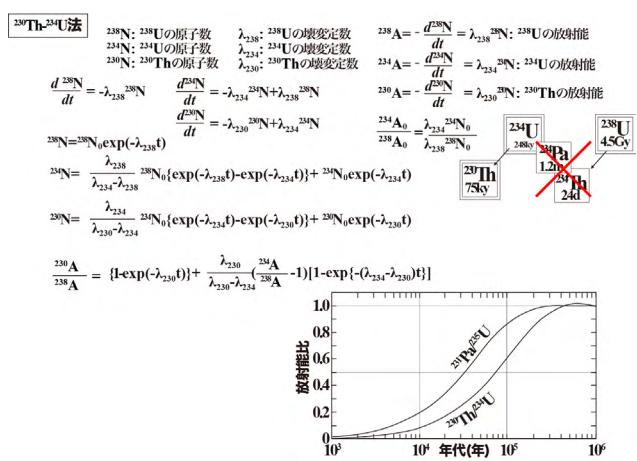
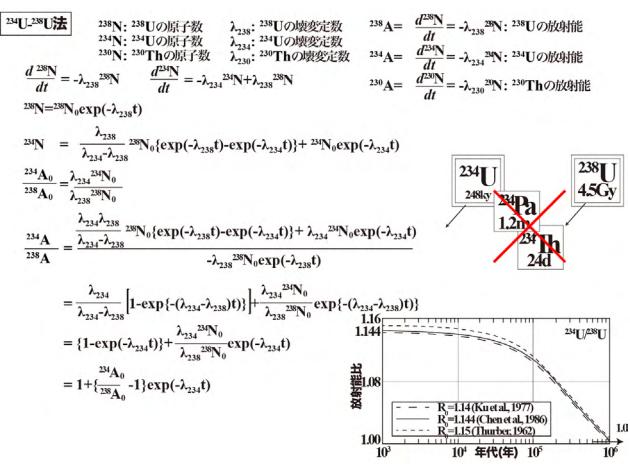
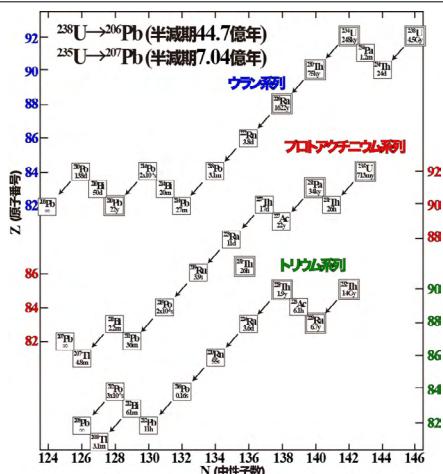


表2.4 放射壊変系列における放射平衡からのずれを利用した年代測定法

方法	原理	半減期(年)
$^{230}\text{Th}(\text{Io}) - ^{234}\text{U}$	$^{230}\text{Th} / ^{234}\text{U}$ の年代変化を利用	^{230}Th : 7.54×10^4
		^{234}U : 2.48×10^5
$^{231}\text{Pa}-^{235}\text{U}$	$^{231}\text{Pa} / ^{235}\text{U}$ の年代変化を利用	^{231}Pa : 3.28×10^4
		^{235}U : 7.04×10^8
$^{226}\text{Ra}-^{238}\text{U}$	$^{226}\text{Ra} / ^{238}\text{U}$ の年代変化を利用	^{226}Ra : 1.60×10^3
		^{238}U : 4.47×10^9
$^{234}\text{U}-^{238}\text{U}$	$^{234}\text{U} / ^{238}\text{U}$ の年代変化を利用	
$^{230}\text{Th}(\text{Io})$	過剰 ^{230}Th の存在を利用	
^{231}Pa	過剰 ^{231}Pa の存在を利用	
^{210}Pb	過剰 ^{210}Pb の存在を利用	^{210}Pb : 2.23×10^3
$^{230}\text{Th}(\text{Io})-^{232}\text{Th}$	過剰 $^{230}\text{Th} / ^{232}\text{Th}$ の存在を利用	^{232}Th : 1.41×10^{10}
$^{231}\text{Pa}-^{230}\text{Th}(\text{Io})$	過剰 $^{231}\text{Pa} / ^{230}\text{Th}$ の存在を利用	

これららの方法は、主として大気や海水中などのように平衡状態になりやすい系に多く用いられるが、一部の場合は地下のマグマなどに関連した現象にも用いられている。

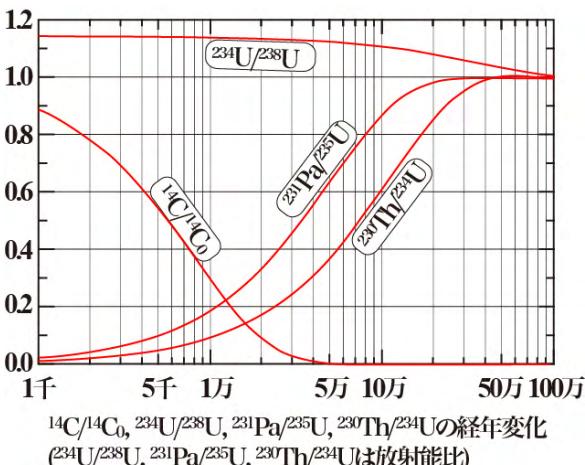


表2.5 放射線損傷を利用した年代測定法

方法	原理	関連する核種の半減期(年)
FT (フッショントラック)	^{238}U の自発破壊反応の際に生じる飛沫の数が、年代とU含有量の関数であることを利用	^{238}U の自発破壊反応 (0.8-1) $\times 10^{16}$ s
TL (熱ルミネッセンス)	放射性核種の壊変の際に放出されるエネルギーにより励起された遊離電子としての捕獲電子数が年代の関数になり、加熱による発光現象を利用	^{238}U : 4.47×10^9 ^{235}U : 7.04×10^8 ^{232}Th : 1.41×10^{10} ^{40}K : 1.25×10^9 など
ESR (電子スピンドッピング)	放射性核種の壊変の際に放出されるエネルギーにより生じる不対電子数が年代の関数となり、その量を電子スピンドッピングとして測定	TLの場合と同様

^{238}U の自発破壊反応に関する半減期の値は測定方法などにより系統的な差があり、まだ統一された値は報告されていない。

各種絶対年代法の適用年代一覧表

