

「Fission Track 法およびウラン系列 非平衡法による年代測定」

金沢大学 理学部

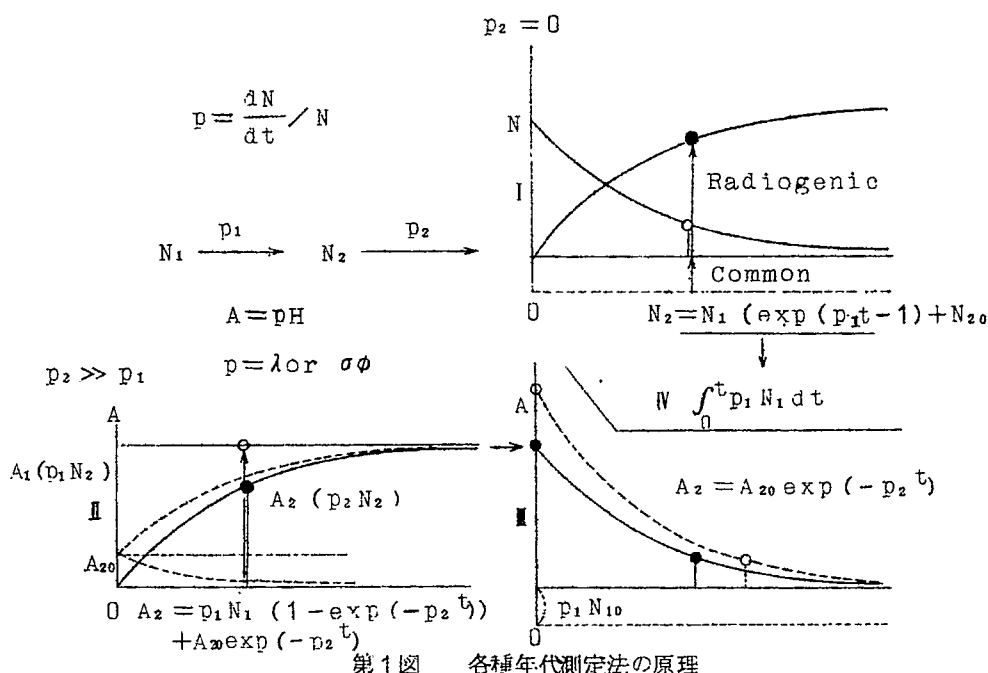
阪 上 正 信

考古学などの歴史科学においては、年代決定は重要な関心事であり、これに対応して自然科学の面からいろいろな方法が提案され、検討されつつある。なかでも、分子エネルギーレベルの地球上の諸環境変化とは独立に、原子核エネルギーレベルの現象として、一定の法則に従って時間的壊変生成を行いつつある放射にもとづく方法は、絶対年代測定的手段として有効なものであることは論をまたない。ここでは、従来利用されつつある ^{14}C の壊変を利用する方法以外に、最近、考古学的方面にも適用開発されつつある表記の2方法について述べてみよう。

ある原子核 N_1 が確率 $p_1 (= -\frac{dN_1}{dt} / N_1)$ で、別種の原子核 N_2 (その壊変率 p_2 とす) に変化してゆくものとすれば、単位時間に、 $N_1 \rightarrow N_2$ のおこる量 $A_1 = -\frac{dN_1}{dt} = p_1 N_1$, また N_2 の変化量は $\frac{dN_2}{dt} = p_1 N_1 - p_2 N_2$, N_2 の壊変量 (放射能にあたる) は $A_2 = p_2 N_2$ であらわされる。これらの微分方程式のもとらず解は、時間の函数として得られるので、これにもとづき年代測定法が各種考えられつつあるのである。

Fission Track法というのは、原子核分裂で生まれる核分裂片は高荷電重粒子であるため、絶縁固体中に損傷をもたらし、飛跡 (Track) を生ずるが、それを適当な化学的試薬による Etching で拡大、普通顕微鏡でも観察計数しうることを利用する方法である。その研究の発展のいきさつ、飛跡生成の感度と機構、Etching 剤と検出計数のさいの効率、さらに温度等外的条件の飛跡に対する影響など、種々の基礎的事項は別の総説¹⁾にのべたので参照されたい。これを年代測定に用いるときはウラン同位体 ^{238}U が確率 p_f で自発核分裂を行なう事実にもとづく。 p_f は自発核分裂定数 (λ_f) とよばれ、 $\ln 2 / \lambda_f = 0.693 / \lambda_f = T_{1/2}$ で求められる半減期で表現すれば 8×10^{15} 年になる。なお ^{238}U は確率 p_α (半減期 4.5×10^9 年) で α 線を放出しても壊変する。それ故前述の $p_1 = p_f + p_\alpha$ であるから、 $t=0$ から $t=t_1$ までに行われた自然核分裂の総数 S_{sp} は次式であらわされる。 ($N_1 = N_0 e^{-p_1 t}$)

$$\begin{aligned} S_{sp} &= \frac{p_f}{p_1} \int_0^{t_1} p_1 N_1 dt = \frac{p_f}{p_1} \int_0^{t_1} p_1 N_0 e^{-p_1 t} dt \\ &= \frac{p_f}{p_1} N_1 t (e^{p_1 t_1} - 1) \quad \text{①} \end{aligned}$$



- I・現時点での放射性親核種と安定娘核種による方法〔K-Ar, U-He法, U-Pb法等〕
- II・長寿命核種（又はターゲット核種）と、それから放射性壊変（又は核反応）により生成しつつある放射性核種の放射能測定法による方法〔U-I₀法, U-Pa法等〕（ActivographyはII・IIIの組合せ）
- III・ある放射性核種の初期量推定と現存量の測定〔¹⁴C法は宇宙線による¹⁴Cの生成がIIの平衡に達しているとして、これとの関連を断った系での減衰を利用、その他海底Iなどに適用されるI₀, Pa減衰法等〕
- IV・放射性壊変に起因する効果の蓄積量測定による方法（Iの娘核種生長と同曲線），〔Fission Track法, α Recoil Track法, Thermo-luminescence法〕

この式で p_1 , p_f は既知定数であるから Fossil Fiss, Tr 計数で S_{Sp} がわかり、一方 t_1 が測定されることとなる。

なお $N_1 t_1$ を求めるにも Fiss, Tr 法を利用できれば Fiss, Tr 計数から核分裂実数を求めるときの計数効率補正が相殺し不要となるので望ましいことである。幸い、現在 ²³⁸U と一定量比 (f) で存在する ²³⁵U は原子炉等の熱中性子束 (ϕ n/cm²/sec) で t_f 秒期間の照射をうけると、その移的性質にもとづき大きな誘導核分裂反応面積 σ_f をもつので、 $\sigma\phi$ の確率（これが前述 p_1

にあたる) で核分裂をおこし, それによる核分裂片飛跡 (Fiss Tr) が記録される。この総数 S_i は次式で N_{it} に関する。

$$S_i = \int_0^{t_i} \sigma \phi (f N_i) dt$$

$$= \sigma_f \cdot \phi_f \cdot N_{it} (1 - e^{-\sigma \phi t_r})$$

$\sigma \phi t_r \ll 1$ ならば

$$S_i \doteq \sigma_f \phi_f \cdot f \cdot N_{it} \cdot t_r \quad (2)$$

①②式より $S_{sp}/S_i = (p_f/p_i) (e^{p_i t_i} - 1) / f \cdot \sigma_f \cdot \phi \cdot t_r$

($p_i t_i < 1$ なら) $S_{sp}/S_i \doteq (p_f/p_i) (p_i t_i) / f \cdot \sigma_f \cdot \phi \cdot t_r$

となるので, 各定数を代入し, $\sigma_f \phi t_r$ を 10^8 n/cm^2 の単位で表わして Φ とすれば, 年を単位とした年代 t_i は $t_i = 6.12 (S_{sp}/S_i) \Phi$ から簡単に求められる。(S_{sp} は Fossil Tr. とよばれる)

なお, 実際的には Fiss, Tr の計数には必然的に統計誤差を伴うので, S_{sp}, S_i の実数はかなり多数であることを要し (できれば数千以上), そのため信頼しうる年代を得るには, 第2図に

YOUNGEST AGE MEASURED EASILY	URANIUM CONCEN- TRATION BY WEIGHT	YOUNGEST AGE MEASURED BY CONSIDERABLE LABOR
300M. YR	$\frac{1}{1000}$ PPM	8000000YR
30M. YR	$\frac{1}{100}$ PPM	800000YR
3MILLION YR	$\frac{1}{10}$ PPM	80000YR
30,000YR	1 PART PER MILLION	8000YR
30,000YR	10 PPM	800YR
3,000YR	100 PPM	80YR
300YR	$\frac{1}{10}$ OF 1%	8YR
30YR	1 %	10 MONTHS
3YEARS	10 %	1 MONTH
4MONTHS	100 %	3 DAYS

第2図 ウラン含有量と測定可能年代
(左1時間, 右40時間作業として)

示すように, 試料のウラン濃度に応じある限界がある。

考古学, 文化史的などの応用としては, まづ各地の博物館の古代ガラスの放射能の測定が行われ

だが、GM測定で容易にウラン含有が確認しうる約0.2% U濃度以上のものは見つからなかった。しかし、1789年Klaproth がウランを化学的に発見し、その後間もなく彼の手により、ウランをとくに人工的に添加し、黄緑色の彩色剤として用いた人工ガラスがつくられるようになっていたので、これ等についてはFiss, Tr 法による年代測定が行い得る。その実例²⁾を第3図に示

Ages of Samples

Sample	Uranium Content as UO_2	Known date and evidence	Date obtained by fission-track counting*
1.	0.61%	1850-1860 on stylistic basis	1840 ± 20
2.	0.44	Last quarter of 19th century on stylistic basis	1860 ± 18
3.	2.5	Made 1925-28	1924 ± 7
4.	1.21	Made prior to Jan. 1939	1938 ± 6
5.	5.3	Glass melted and poured Dec. 1943	1945 ± 4

*Ranges quoted include the likely errors from statistical counts plus an additional 10 per cent possible error in the neutron dose measurement.

第3図 ガラスの年代測定例

すが、このような場合、試料は数mmのガラス片でよく、また目立たぬ場所を少しみがいにてEtchingを行って観察もできる。なお同様な研究は最近も³⁾ Early Victorian 時代の燭台、ガラス容器についても行われ、Etching条件、 λ_F の精度の検討にも利用されている。

たとえウラン濃度数ppmと低い天然ガラスであっても数千年以上も経過すると、いくらかの S_{sp} を生じ、何とか年代を求め得る。もし黒曜石製石器などで、その形態からある時期にかなりの高温加熱の証拠があれば、このような操作はそれまでのFiss, Tr.を消滅させるので、現在観測されるFiss, Tr.があるとすれば、それはそれ以後に蓄積されたものなので、考古学的に意義深い加熱の年代を求め得る。この実例としてはケニアElementeitaのGamble caveで発見された黒曜石製中石器ナイフについて研究がまず行われている⁴⁾。この加熱の証拠歴然たる出土品につき、HFによるEtching15秒と観察を36回もくり返し、 S_{sp} として17 track/

5.6cmを、中性子照射で S_1 (Uは6ppmであった)を求め、これより加熱時期として $3,700 \pm 900$ 年前を推定し、加熱はこの石器発見層上部にある新石器層の「かまど」に起因すると結論している。この場合は貴重な石器の太い部分のごとく一部から全試料の2%以下にあたる0.1gを試料として研究を行っている。

さらに、直接考古学的試料それ自身でなくとも、その出土する同時期の火山性堆積物層の年代が求められれば意味深いことであるが、これにもFiss, Tr, 法が利用しうる。この例としては類猿人骨 *Zinjanthropus*, *Homohabalis* の発見されたTanganika の Olduvai George Bed 1 の Pumice ガラスの年代測定がある⁵⁾。この場合試料ガラスはglycol phthalateにてmountしてみがき、48%HF 2~5秒のEtchingで注意してFossil Fiss, Tr, を求め、さらにウランの薄いplasticsで試料をつつみ、熱中性子照射後Etchingを行い、観察視野の面積補正も考慮して、両者のTr・数から $(2.03 \pm 0.28) \times 10^6$ 年の年代を求めているが、これが同地層のK-Ar法による年代 1.76×10^6 年とも矛盾しないことから信頼性あるものとしている。

なおわが国においても、西村進氏により大阪屋群の年代が、堆積層中の諸鉱物を利用してFiss, Tr・法で求められつつある。

たとえウラン量が少く、充分なFossil Fission Tr・がなくとも、ある程度の S_{sp} があれば、少なくともそれから推定される年代よりは古いという最少時代(minimum age)を推察しうる可能性はある。昨年Huang, Walkerにより α 壊変がつづけて数回行われると、そのさいの α 放出原子の反跳飛跡が、位相差顕微鏡で観察されることが報告され、年代測定にこれに応用するとウラン少い試料でもかなり年代の測定可能な領域が広がることが提案された。[IAEA, ST 1/PUB/152, 417 (1967)] 私共も実験室で雲母上でこのことを確認したが、各種試料で実際の年代測定に実用するには観察等に困難があり、まだ問題が多い。

なお、誘導核分裂数 S_1 から求められる試料のウラン含有量のみでも、何らかの時代的、地域的特徴があれば、考古学的意義は深い。この点、定量法としてのFiss・Tr・法は、少量の試料でも実施できる減度の頗るよい方法として重要である。この方面の研究としてFleischer, Priceは、Dr. Sayre と Smith によりすでに主成分の分析されていた典型的な各種の古代ガラス34試料のウラン濃度を測定した。この場合は、前述②式にさらにEtchingによるFiss・Tr・の検出計数効率をも考慮した次式が、实际的である。

$$C = \rho_1 \cdot m / H_A \cdot d \cdot R \cdot \sigma \cdot \phi \cdot t \cdot f \cos^2 \theta_c \quad \text{--- ③}$$

C : ウラン濃度 (g/g)

ρ_1 : 検出Fiss・Tr・数/cm²

m : ウランの原子量 (238) ; N_A : アボガドロ数

d : ガラスの密度 ($\sim 2.4 \text{ g/cm}^3$)

R : 核分裂片のガラス中の平均飛程 ($\sim 10 \mu$)

σ, ϕ, t, f : 前述

θ_c : Etching のさい, Fiss・Tr・部分のみでなくガラス自身も Etch されるため, 表面に対しある角度 θ_c 以下の入射方向の Fiss・Tr・はなくなり, 検出されぬことに対する補正。この $\cos^2 \theta_c$ はガラス中の $K_2O + Na_2O$ 量に応じ, 14% なら 0.50, 4% なら 0.75, 0% なら 0.915 を用いればよいとされている。

この結果, 1500 B.C. のものはウラン含有量 0.46 ppm と少いが, 500 B.C. ・ギリシャ時代の高アンチモンガラスはウラン量も平均 3 ppm と多く, それ以後の Roman, Early Islamic, 高鉛ガラス等はいづれも 1 ppm 前後またはそれ以下のウラン含量であることが報告されている。わが国の正倉院御物等のガラスについても一部の研究が島誠氏に行われていたが⁷⁾, なお時代的, 地域的な系統的研究の余地が多い。

このほか, もともとリン酸塩を含み, ウランを二次的に地下水等からとりこみやすい化石骨のウラン含量も興味がある。すでに他法を用い, 地域的考慮も必要であるが Oakley などにより化石骨のウラン量はフッ素とともに年代的に古いほど増加傾向のあることが認められており (第4図) この研究に Fiss・Tr・法の適用は有望である。

Uranium Content of Fossil Bones and Teeth

		Estimated as U_3O_8
		parts per million
Modern bone	.	less than 1
Piltown jawbone	.	less than 1
Piltown cranium	.	3
Swanscombe skull (Middle Pleistocene).	.	27
Villafranchian fossils:		
Mastodon tooth, Red Crag, Suffolk	.	38
Mastodon tooth, Doveholes, Derbyshire	.	75
Elephas tooth, Piltown collection	.	610
Elephas tooth, Ichkeul, Tunisia	.	580

第4図 化石骨のウラン含有量例

そのため数十 μg の骨粉資料でも固めて plastic でおさえて照射してウラン量を求める器具や、Elandsfontein のかもしか化石骨、Heidelberg 人のあご骨化石骨などのウラン分布の報告がある⁸⁾。私共の研究室でも Amud 洞窟やイラン (タル・イ・ムジュキ) 出土の化石骨の一部について Fiss・Tr・法で検討し、いずれも 6ppm 程度の均一なウラン分布を認めており、また沖縄首里崎山御嶽の化石骨でも約 17ppm のウラン含量を推定した。この場合は試料平坦表面に Fiss・Tr・検出器としての雲母を密着し、原子炉 (Triga II 型立大炉) で照射、照射後の雲母薄片を HF で Etching し、試料中のウランから雲母にとびこんだ核分裂片による Fiss, Tr・を出現せしめたものである。(第5図)

私共の研究室では上述のように Fiss・Tr・法でウラン分布を検討するのみでなく、前記した $N_1 \rightarrow N_2$ の原子核の変換が、中性子照射による (n, γ) 反応等でおこり、しかも N_2 が確率 p_2 (半減期は $0.693/p_2$) で壊変する放射性核種であれば、照射後試料のオートラジオグラフィにより、間接に N_1 の試料中の分布を知ることに着目し、Activography とつづけて検討しつつある⁹⁾。この際、 N_2 の放射能は次式で表わされるので、照射時間 (t_r)、冷却時間 (t_c) をそれぞれの p_2 をもつ核種について適当に選べば、数種の元素の分布をそれぞれ知り得ることとなる。

$$A_2 = \frac{p_2}{p_2 - p_1} p_1 N_{10} (e^{-p_1 t_r} - e^{-p_2 t_r}) \cdot e^{-p_2 t_c}$$

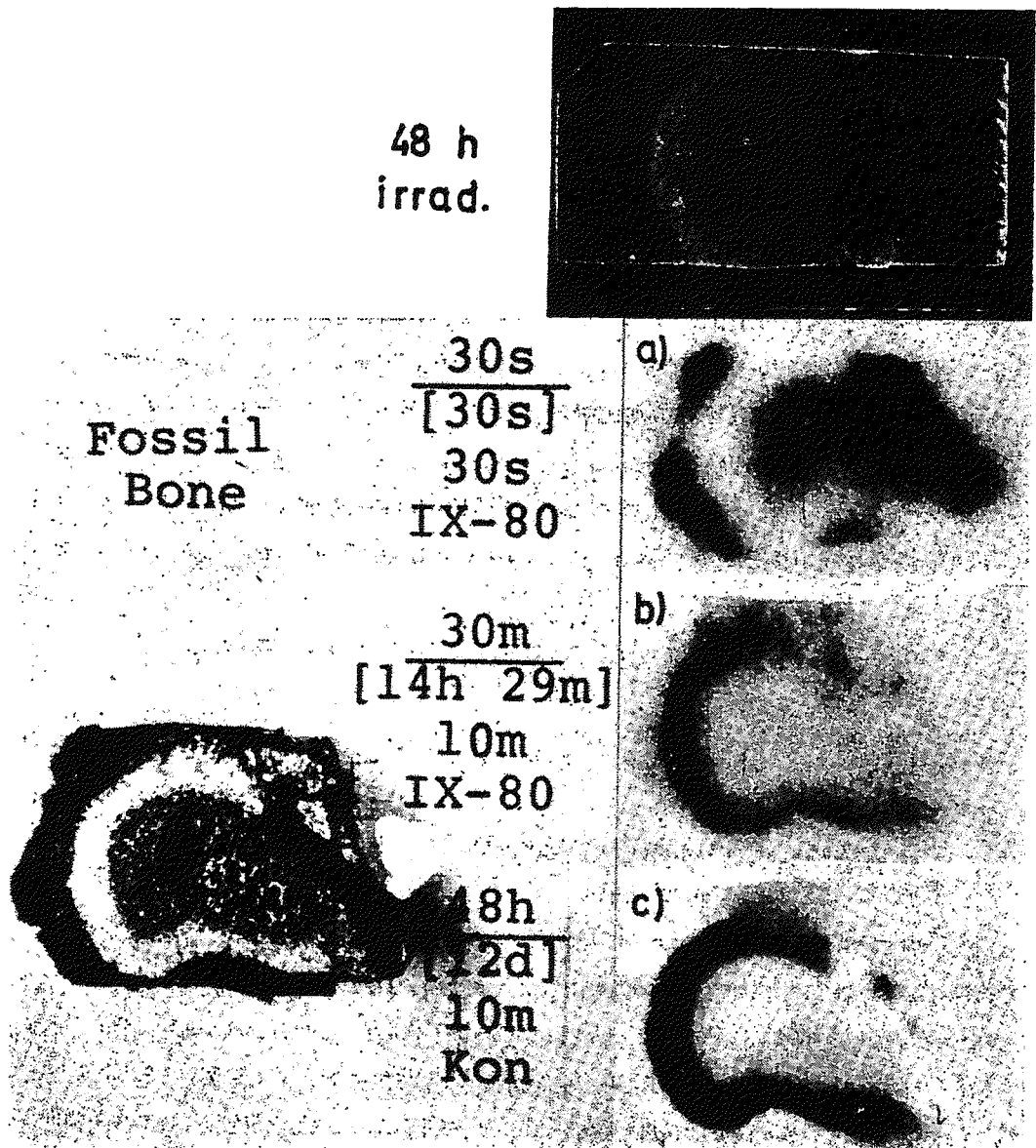
$$\left\{ \begin{array}{l} \sigma_a \phi \ll p_2 \\ p_1 \ll p_2 \end{array} \right\} \text{ なら } A_2 \div p_1 N_{10} (1 - e^{-p_2 t_r}) \cdot e^{-p_2 t_c} \quad (4)$$

ただし、 (n, γ) 反応の核反応断面積を σ_a ・中性子束を ϕ と

すれば $p_1 = \sigma_a \phi$ である。

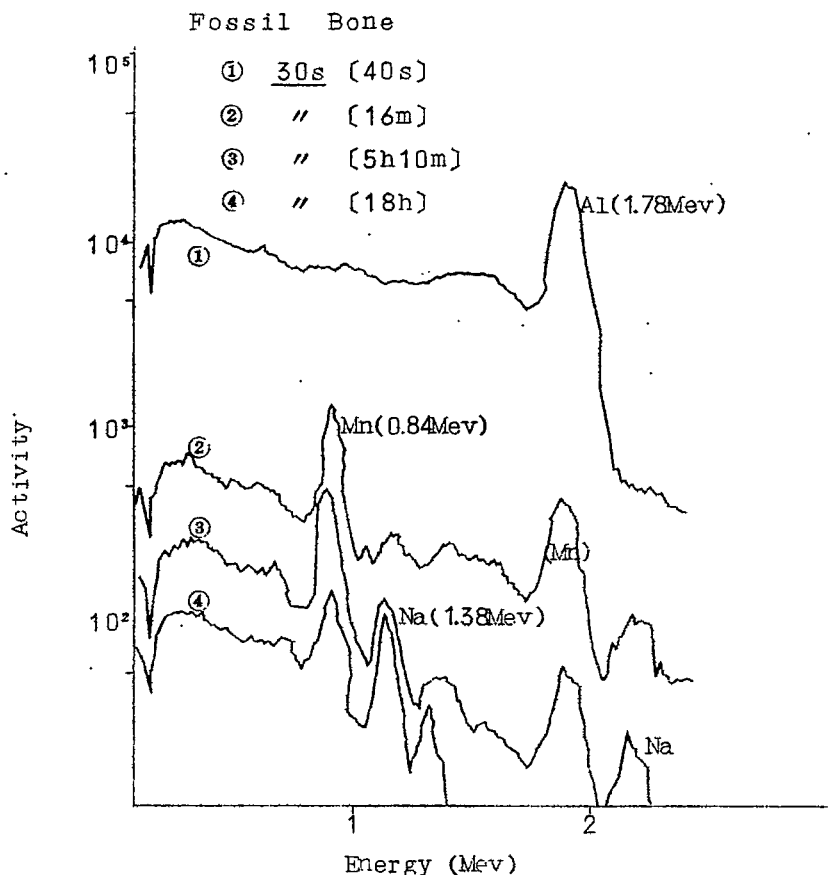
この実例として前記化石骨の結末も第5図a), b), c) に示す(照射条件、冷却条件のみ。写真略)。第6図に示す γ スペクトルの変化、 β と γ 放射能比等を、生成核種の p_2 に応じた計算と対応させて a) は Al の分布を、b) は Mn + Na の分布を、c) は P (リン) の分布を示すと考えられる。b) については冷却時間が [30 min] 程度の場合は、より明瞭に主として Mn のみの分布が化石骨外縁周辺にみられている。もし化石骨中の Mn 含量が年代的に増加する傾向があるとの知見¹⁰⁾に意義をみとめるならば、このような放射化オートラジオグラフィと γ スペクトルの併用はその研究手段として興味がある。前述 Amud 化石骨では Iran 化石骨よりも相対的に Mn 量が多い様子が、放射化した試料の γ スペクトルから推定された。

さて、 $N_1 \rightarrow N_2$ の変換が、 N_1 原子核の放射性壊変 (確率 p_1) で天然におこっており、しかも生成する N_2 の壊変の半減期が数万年程度であれば、試料中に生長した N_2 の放射能 (A_2) は



第5図 化石骨（沖縄首理崎山御嶽）のFission Tr.とActivography.

照射時間
フィルム露出時間・使用フィルム
[冷却時間]



第6図 化石骨（第5図）の照射後の γ スペクトルの変化

次式であらわされるので、その量を N_1 の量とともに放射化学的に定量すれば、年代的知見を与えることとなる ($p_1 \ll p_2$ とすると)。

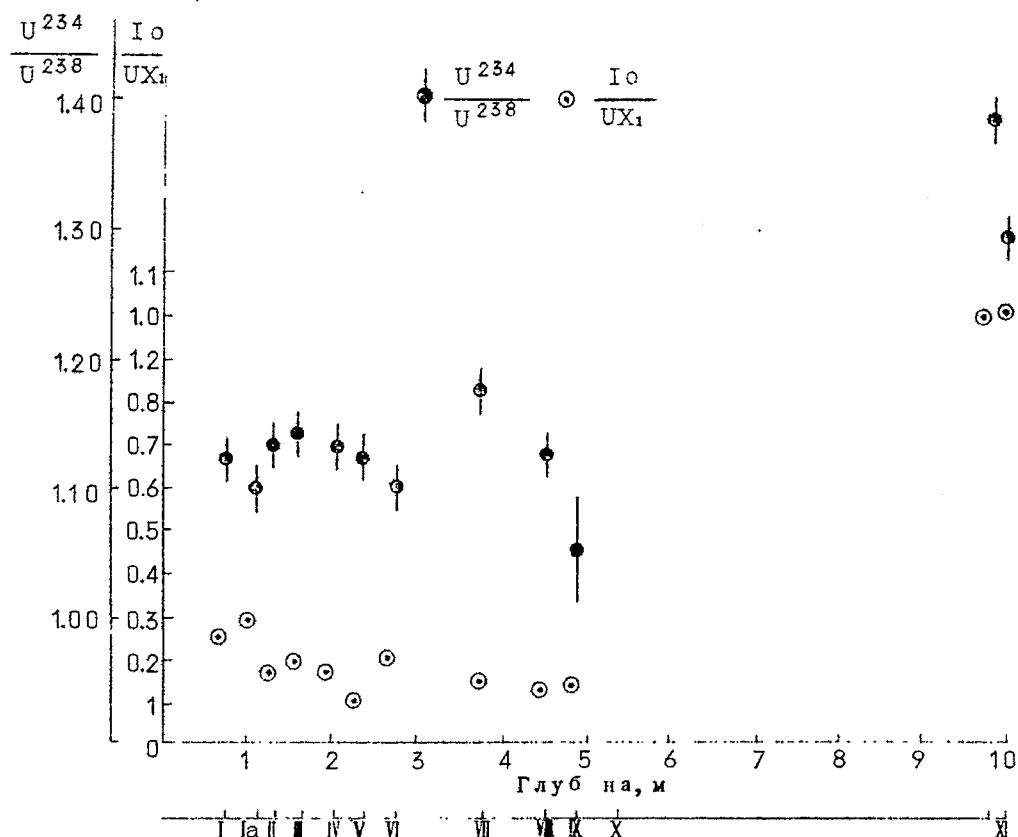
$$A_2 = p_2 N_2 = p_1 N_1 (1 - e^{-p_2 t}) \quad (5)$$

この場合、 $t=0$ では娘核種 N_2 がもともと存在しないか、 N_1 との平衡量 ($= p_1 N_1 / p_2$) より相当少ないことが望ましい。ここでウラン系列非平衡法による年代測定とはこの場合をいう。 N_2 としては半減期 7.52×10^4 年の ^{231}Pa [親は ^{235}U (直接の親 ^{231}Th はこれと平衡)]、またウラン同位体相互間で非平衡がある場合は半減期 2.48×10^5 年の ^{234}U [親は ^{238}U (直接の親 ^{234}Pa およびその親 ^{234}Th はこれと平衡と考えて)] も利用し得る。この方法の一般的な原理、色々な試料への応用、実験に用いる放射化学的分離定量法等については別の総説¹¹⁾を参照されたい。ここでは考古学文化史の面で重要な化石骨と化石土壌についての研究についてのみの

べてみよう。この面の研究は主としてソ連のCherdyntsev のグループによってすすめられている。

この場合、年代を求める基礎としては、化石骨はその生物の死後あまり年代の経過しない時期に、その周辺のウランを含む陸水（娘のTh (Ic), Paの含量甚少い）によって鉍化をうけたものが保存性よく、現在まで化石骨として残存しているとし、たとえ陸水による鉍化時期としては連続的なある幅があり、求められた年代が厳密には生物体の生活と死亡の時期に対応せぬとしても、ほぼそれに近いminimum age（これよりも古い可能性をもつ）を与えるであろうということにもとづいている。つまり求められた年代は¹⁴C法とはことなり、実はウラン鉍化作用の平均時期を示すものであるが、娘核種の半減期から数万年～数十万年にも適用し得るところに長所をもっている。1961年までのこの方面の研究は第6回INQUAの報告にCherdyntsevによりまとめられている。そこにはKostenki, Kudaro, 周口店第1地点上層および下層, チェッコ第4紀層, およびMolodovo 遺跡の研究結果があり、第7図にそれをまとめてみた。なおその後Molodovo 遺跡については詳細な研究がなされている¹²⁾。その報告では、ウクライナのMolodovo第1～V地点の各層についての化石骨のほか、この附近陸水の研究も行われており、またウクライナDnestr河テラスの淡水産貝化石についての検討があり、さらに化石土壌についても、その有機物が過去にとくにウランを吸着濃縮しておるとすれば、塩酸抽出物について娘のIを定量して年代的知見を得るのでないかという試みもある。Molodova遺跡のうに第V地点の結果〔²³⁴U/²³⁸U比(r)及びIc/²³⁸U比, なお後者はIc/²³⁴Th (IX₁) 比として表現してある〕は第8図に図示されているが、¹⁴C年代との比較も行い、つぎのような結論をしている。すなわち、上部旧石器の化石骨は²³⁴U/²³⁸U比(r)の小さな陸水(r=1.03～1.05)で鉍化され、中部旧石器層の化石骨はrの大きな陸水(≐1.34)で鉍化された可能性のあること。また上部旧石器のものでも上層のものは2次的変化でウランの溶脱がおこるため、¹⁴C年代/10年代は<1となり、Ic年代は古くなる傾向があり、一方、下層はウランが2次的にさらに侵入富加するため、¹⁴C年代/Ic年代>1となり、Ic年代は若く出る傾向があることを指摘した。なおムステエ期文化層にあたるさらに下部の中部旧石器層ではこのような影響はなく、ここで得られた年代約13万年は妥当なものとしている。また第I地点のリス～リス・ヴェルム境界にあたる化石土壌については76万年以上の年代を推定している。

このような研究はVyatka河段丘上の泥炭地についても行われており¹³⁾、この場合²³⁸U, ²³⁴U, ²³⁰Th (Ic) 等の2次的移動のため年代にゆがりを生ずるが、その平均値は一つの年代的意味をもつと考えている。また1964年の第4紀研究委員会報告(ソ連科学アカデミー)にはCherdynsefの所属する地質研究所での¹⁴C測定紹介とともに、I法による年代とし



第8図 Molodovo第V地点遺跡各層の化石骨のウラン同位体比と I_0/UX_1 比

て試料40g程度を用いてつぎのような各地点の化石骨についての結果が発表されている。旧石器下部試料として周口店第1地下点下層の「さい」 [$A_2 = 5.4 \text{ cpm}$, $I_0/U = 0.93 \pm 0.08$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = r = 1.11 \pm 0.03$, 年代 ($\times 10^3$ 年) 1.60 ± 3.5] , 同地点上層の「牛」 [$A_2 = 5.8 \text{ cpm}$, $I_0/U = 0.75 \pm 0.07$, $r = 1.06 \pm 0.03$, 年代 ($\times 10^3$ 年) 1.35 ± 1.8] ; 旧石器中部資料として Volgograd [$A_2 = 45.8 \text{ cpm}$, $I_0/U = 0.28 \pm 0.01$, $r = 1.01 \pm 0.007$, 年代 ($\times 10^3$ 年) 38.4 ± 1.5] , Iliska 遺跡の歯 [$A_2 = 15.2 \text{ cpm}$, $I_0/U = 0.34 \pm 0.01$, $r = 1.02 \pm 0.02$, 年代 ($\times 10^3$ 年) 47.2 ± 1.9] ; 旧石器上部試料として, マドレーヌのMezinのマンモス [$A_2 = 15.5 \text{ cpm}$, $I_0/U = 0.17 \pm 0.02$, 年代 ($\times 10^3$ 年) 21.6 ± 2.2] や Linan-Uda の試料13.5gで [$A_2 = 8.4 \text{ cpm}$, $I_0/U = 0.17 \pm 0.01$, $r = 1.09 \pm 0.03$, 年代 ($\times 10^3$ 年) 23.2 ± 1.8] さらに Ko-

stenki, Telimanovsk 遺跡 [$A_2 = 7.0$, $I_0/U = 0.15 \pm 0.01$, 年代 ($\times 10^3$ 年) 19.2 ± 1.4], Markina 丘, 上層遺跡 [$A_2 = 12.9$, $I_0/U = 0.08 \pm 0.05$, $r = 1.14 \pm 0.03$, 年代 ($\times 10^3$ 年) 9.6 ± 0.7] などであり, これらについてできれば ^{14}C 年代との比較が望ましいと述べている。今後わが国でも本法の適用とその限界の研究が期待されるが, 私共の研究室ではまず Fiss, Tr. 法で試料中のウランが一様に分布しているか, またその濃度の評価等を行い, 試料の吟味, 分析供試量の決定を行いつつあり, いずれ I_0, P_a の定量も行うべく計画しつつある。

以上考古学への関連を考慮しつつ, Fiss, Tr. 法とウラン系列非平衡法による年代測定について概説したが, 測定された年代には計数, 放射能測定に不可避の統計誤差を含み, 士で表現された標準偏差とその信頼限界の意味を統計的に考慮すべきは勿論, 測定法の再現性と精度, さらに試料について仮定された条件がどの程度の信頼性で肯定しうるものか, 正当な補正がなされているか, 他法とのクロスチェックはどうか, 等々の諸点がつねに考慮され, 単に求められた年代の数値のみが独走することのないよう注意しなければならない。このような配慮も行いつつ, 今後各種の試料についてこれ等の年代測定法が適宜に広く検討され, 問題点の研究が深められ, 考古学研究の一つの手段として役立つことが期待される。

文 献

- 1) 阪上正信; Radioisotopes 17, 212 (1968)
- 2) R.H.Hill, et al.; J. Glass Studies W, 151 (1967)
- 3) J. Kaufhold, W. Herr; IAEA, STI/PUB/152, 403 (1967)
- 4) R.L.Fleischer, et al.; Nature 205, 1138 (1965)
- 5) R.L.Fleischer, et al.; Science, 148, 72 (1965)
- 6) R.L.Fleischer, P.B. Price; Science 144, 841 (1964)
- 7) 島 誠; 第4紀研究 6, 134 (1967)
- 8) R.L.Fleischer, et al.; G.E. Rep. No. 65-RL-3878M (1965)
- 9) 阪上正信, 他; 昭和43年度地球化学討論会要旨集 2A2 (1968)
- 10) 下田信男, 他; 国立科学博物館報告 7, 225 (1964)
- 11) 阪上正信; 第4紀研究 6, 121 (1967)

12) V.V. Cherdyntsev. et al.: Geokhimiya. (No. 3) 254 (1963)

13) V.V. Cherdyntsev. et al.: Geokhimiya (No. 5) 399 (1964)

—— (以上) ——