

## 知多半島中南部, 東海層群下部のフィッション・トラック年代

吉田史郎\* 牧野内 猛\*\* 檀原 徹\*\*\*

Fumio YOSHIDA, Takeshi MAKINOCHI and Tohru DANHARA (1997) Fission-track ages from the lower part of the Tokai Group in the Chita Peninsula, Central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 48 (9), p. 497-510, 12 figs., 1 table.

**Abstract:** The stratigraphic division and geologic age of the Middle Miocene to Pliocene sediments in the Chita Peninsula still remain unconfirmed despite the earlier fission-track study by Makinouchi *et al.* (1983). We newly measured seven fission-track ages from the volcanic ash layers in the Tokoname and Toyoura Formations. The uppermost Miocene to early Pliocene Tokoname Formation is extensive in the peninsula and is one of the lower formations of the Tokai Group. The Middle Miocene Toyoura Formation, whose outcrops are locally limited on the east coast, has been stratigraphically identified between the Tokai Group and the Early Miocene Morozaki Group (Makinouchi, 1979; Makinouchi *et al.*, 1983).

The fission-track ages obtained are as follows, from lower to upper V. A. L. (Volcanic Ash Layer):

Yanashi Pink V. A. L.  $6.5 \pm 0.6$ Ma

“Toyouura” V. A. L.  $3.7 \pm 0.6$ Ma

Kofu V. A. L.  $4.5 \pm 0.5$ Ma

Kouwayama V. A. L.  $5.3 \pm 0.8$ Ma

Shirasawa-no-ike V. A. L.  $5.7 \pm 0.3$ Ma

Ohtani V. A. L.  $4.2 \pm 0.2$ Ma

Higashidani V. A. L.  $3.6 \pm 0.2$ Ma

The two ages gained from the Yanashi Pink and “Toyouura” V. A. Ls. in the Toyoura Formation are discordant with the stratigraphic position of these V. A. Ls. estimated by the earlier studies. In addition to that, we cannot still define the unconformity between the Toyoura Formation and the Tokai Group. Thus, we conclude that the Toyoura Formation is, most probably, a part of the Tokoname Formation.

We evaluated all of the data measured in present work, and judged that three ages from the Shirasawa-no-ike, Ohtani, and Higashidani V. A. Ls. were more reliable than the other four, and obtained  $1.5\text{m}/10^4$  years as the sedimentation rate during the Tokoname Formation period, by using the three ages and the bed thickness. This rate indicates that the lower Tokai Group in the peninsula ranges in age from latest Miocene (ca. 7Ma) to Early Pliocene.

### 要 旨

東海層群下部に当たる知多半島の常滑累層に挟まれる5火山灰層のフィッション・トラック年代の測定結果は、下位から古布火山灰層が $4.5 \pm 0.5$ Ma, 河和山火山灰層が $5.3 \pm 0.8$ Ma, 白沢の池火山灰層が $5.7 \pm 0.3$ Ma, 大谷火山灰層が $4.2 \pm 0.2$ Ma, 東谷火山灰層が $3.6 \pm 0.2$ Maで

あり, 中新世末期から鮮新世前期の値が得られた。また, 層序的に師崎層群(下部中新統)と東海層群の間に位置づけられた豊浦層中の2火山灰層の測定結果は, 矢梨ピンク火山灰層が $6.5 \pm 0.6$ Ma, “豊浦”火山灰層が $3.7 \pm 0.6$ Maであり, 東海層群堆積期の値が得られた。

これらの測定値や他の既存資料を基に, 東海層群の地史を考察し, 以下の結論を得た。

- 1) 豊浦層は東海層群の一部である可能性が高い。
- 2) 常滑累層の堆積速度は約 $1.5\text{m}/10^4$  yearsである。
- 3) 知多半島における東海層群の基底年代は7 Maより若干新しい時期になる。

\*大阪地域地質センター (Osaka Center for Regional Geology, GSJ)

\*\*名城大学理工学部 (Faculty of Science and Engineering, Meijo University; 1-501, Shiogamaguchi, Tenpaku-ku, Nagoya, 468 Japan)

\*\*\*(株)京都フィッション・トラック (Kyoto Fission-Track Co., Ltd.; 44-4 Minamitajiricho, Omiya, Kita-ku, Kyoto, 603 Japan)

Keywords: fission-track age, Tokai Group, Tokoname Formation, Toyoura Formation, Aichi Prefecture, Chita Peninsula, Pliocene, Miocene

1. はじめに

東海層群 (石田・横山, 1969) は, 愛知・岐阜・三重の東海三県に分布する陸成層 (鮮新-更新統) であり, 近畿地方の大阪層群や古琵琶湖層群と共に, 第二瀬戸内累層群を構成している。この東海層群の中で, 岐阜県南部から愛知県北部にかけて点在する陶土層を除くと, 層序的に最も下位と考えられているのは, 知多半島中南部に分布する地層である (牧野内, 1975)。したがって, この地域の東海層群下部の放射年代を測定することは, 東海層群の堆積前期の地史を知る上で, 貴重な資料を提供する。

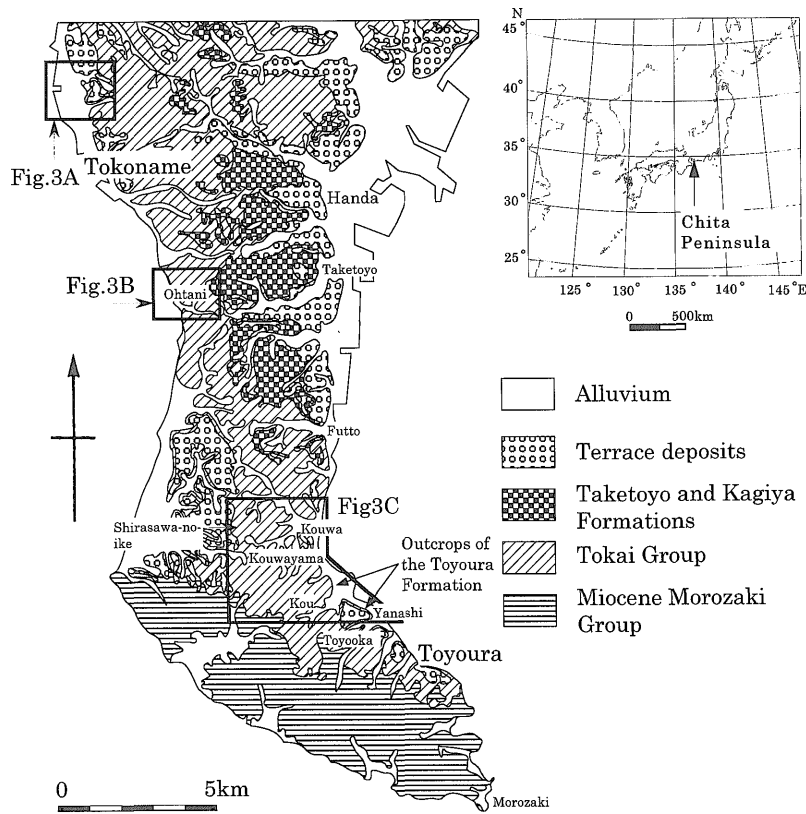
知多半島では, かつて牧野内ほか (1983) によって, 東海層群および豊浦層 (後述) の火山灰層のフィッシュン・トラック年代が5層測定された。しかし, 最終的な値として報告されたのは東海層群の3層だけであり, そのうち一つは信頼性が低いとみなされた。つまり, 知多半島では, 信頼性のある測定値は, いまだ東海層群中の2層に留まっているのが現状である。しかもこれら二つの値自体, フィッシュン・トラック年代測定標準化に関する1990年 IUGS 勧告より前に測定されたものである。

筆者らは, 以上の点を補うため, 知多半島中南部に分布する東海層群下部と豊浦層のフィッシュン・トラック年代を, IUGS 勧告に沿った手法で多数測定した。結果の一部は速報した (牧野内・檀原, 1996) が, 本論ではその内容を含め, 測定した火山灰層すべての結果の詳細を報告する。

2. 層 序

知多半島では, 南端部に第一瀬戸内累層群 (下部-中部中新統) に属する師崎層群が分布し, これに不整合を重ねて, 東海層群が半島のほぼ全域に堆積している (第1図)。

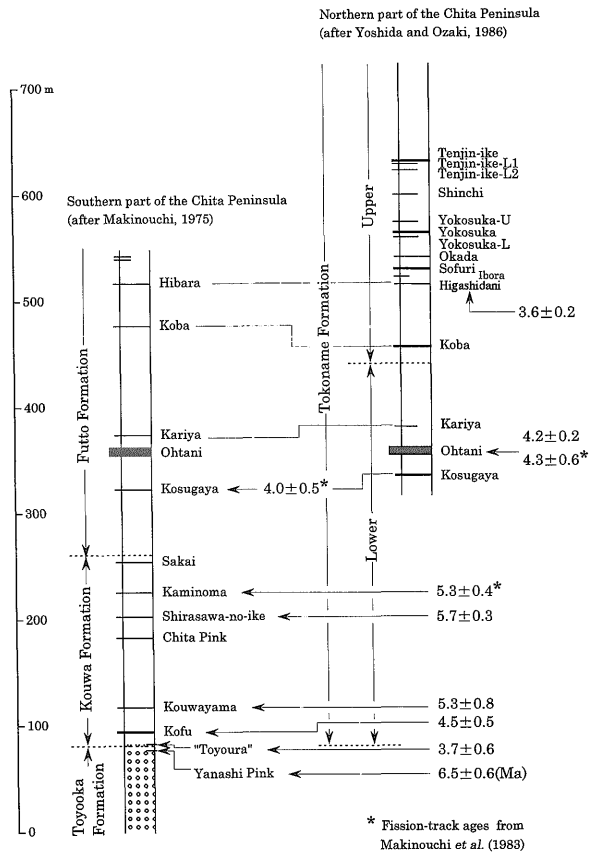
師崎層群は固結した凝灰質の泥岩・砂岩から, 東海層群はやや固結の進んだ泥・砂・礫からなる。東海層群は約700mの層厚を有し, 礫・砂礫・砂からなる最下部と, 砂と泥からなる主部に分けられる (第2図)。最下部は豊丘累層と呼ばれるが, 主部は下位の河和累層と上位の布土累層に区分する見解 (牧野内, 1975) と, 一括して常滑累層とする見解 (吉田・尾崎, 1986) がある。本稿では後者の見解に沿って記載・議論を進める。なお, 知多



第1図 知多半島の地質概略図

牧野内 (1975) および吉田・尾崎 (1986) によって作成

Fig. 1 Simplified geological map of the Chita Peninsula (after Makinouchi(1975), and Yoshida and Ozaki(1986))



第2図 知多半島東海層群の層序とフィッション・トラック年代  
Fig. 2 Stratigraphic division and fission-track ages of the Tokai Group in the Chita Peninsula

半島の東海層群は、地域名に基づいて常滑層群（小瀬，1929）と呼ばれる場合がある。

知多半島の東海層群では、20層以上の火山灰層を追跡することによって、火山灰層序が確立されてきた（糸魚川，1971；牧野内，1975；Makinouchi，1980；吉田・尾崎，1986；牧野内ほか，1992など）。第2図の地質柱状図にその概要を示す。

豊浦層（牧野内，1979）は、半島南部の東岸部において、東海層群に近接してごく狭い範囲に露出する地層（第1図）で、後ほど述べるように、岩相上の差異と火山灰層の年代から、師崎層群よりも新しく、東海層群よりも古い地層と位置づけられている（牧野内ほか，1983）。しかし、東海層群との不整合面が明確に認定されておらず、その層序的位置づけには問題が残されている。

### 3. 地質年代に関する研究

牧野内ほか（1983）は、第2図に示す火山灰層のうち、下位から“豊浦”火山灰層、古布火山灰層、上野間火山灰層、小鈴谷火山灰層、大谷火山灰層のフィッション・トラック年代を測定した。それらの結果は、以下のよう

に要約できる。

1) “豊浦”火山灰層と古布火山灰層は暫定値のみで、信頼性のある年代値は得られなかった。ただし、豊浦層中の“豊浦”火山灰層の暫定値は、10Maより古いと推定された。豊浦層の層序が、師崎層群と東海層群の間に位置づけられた理由の一つは、この年代値である。

2) 上野間火山灰層からは $5.3 \pm 0.4$ Ma、小鈴谷火山灰層からは $4.0 \pm 0.5$ Ma、大谷火山灰層からは $4.3 \pm 0.6$ Maの年代値が得られた。ただし、小鈴谷火山灰層の値は信頼性が低いとみなされた。

そのほか、火山灰層の古地磁気極性は、Otofuji *et al.* (1975)、中山・吉川（1990）によって測定されており、半島地域の東海層群が、Chron C3A から C2A (Epoch 6 - Gauss 正磁極期) にほぼ対比可能と解釈された。

以上の研究は、知多半島の東海層群下部の地質年代が、中新世末から鮮新世に当たる可能性が強いことを示している。

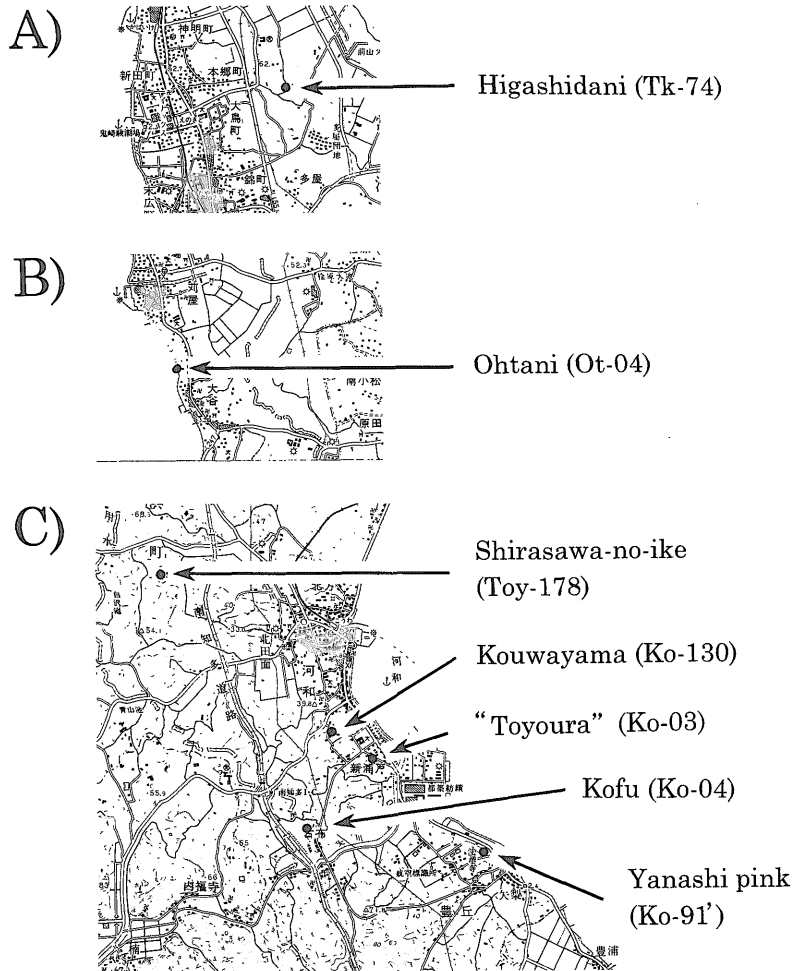
### 4. 測定した火山灰層

今回測定した火山灰層は、下位から矢梨ピンク・“豊浦”・古布・河和山・白沢の池・大谷・東谷の7層である。上述したように、これらのうち、“豊浦”・古布・大谷の3層は、牧野内ほか（1983）によって測定済みである。これら再測定を含め、7層を選定した理由は次の通りである。

1) 豊浦層に挟在する“豊浦”火山灰層から得られた10Ma以前と言うのは、あくまで暫定値である。したがって、再測定によって信頼性のある値を得て、豊浦層の層序的位置づけの判断材料にしたい。矢梨ピンク火山灰層も、豊浦層から新たに発見された火山灰層なので、同様の観点から測定した。

2) 古布火山灰層の年代値は、前回算出できなかった。しかし、同火山灰層は豊丘累層直上に位置し、連続性の良い火山灰層としてみた場合、陶土層中の火山灰層を除くと、東海層群中で最も下位である。つまり、①将来の研究次第で、他地域にも対比可能な火山灰層が見つかる可能性のある火山灰層であり、②東海層群の堆積開始時期を知る上でも年代測定を行うにふさわしい火山灰層である。したがって、その年代値はぜひ知っておきたい。河和山・白沢の池火山灰層については、②の観点、すなわち古布火山灰層の年代値の評価材料として選定した。

3) 大谷火山灰層は、東海層群の堆積初期において最も広範囲に分布することが古くから指摘されてきた（森，1971a, b；牧野内，1975など）。近年では、東海地方を越えて日本海側にも対比可能な火山灰層が存在することが判明し、鮮新世の広域テフラとなりつつある（黒川・富田，1995；中山・吉川，1995）。したがって、IUGS 勧告に沿った方式による測定値はぜひ得ておきたい。



第3図 火山灰試料の採取位置  
 国土地理院5万分の1地形図「師崎」および「半田」の一部を使用  
 Fig.3 Locations of the volcanic ash layers sampled

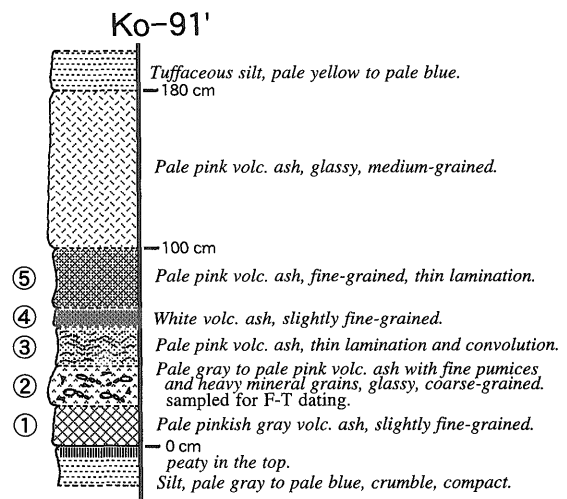
4) 東谷火山灰層は、知多半島の東海層群では比較的上位に位置しており、半島における東海層群の堆積終了がいつ頃か推定できる資料を得たい。

5. 測定方法と測定試料・測定結果

第1図および第3図に、今回測定した各火山灰層の試料採取地を示す。また第4図には、今回初めて報告する矢梨ピンク火山灰層の地質柱状図を示す。

採取した試料は、通常の方法で粉碎・水洗・篩い分けし、次にパンニング・磁選・重液によってジルコンを分離した。測定はIUGSによるフィッション・トラック年代データ較正法の標準化に関する勧告(Hurford, 1990a, b)に従ったが、今回の試料がすべて若い時代の火山灰層であるため、測定はゼータ較正法による結晶外部面を用いた外部ディテクター法(ED 2)によって行った。また試料中の本質結晶の識別は、檀原(1995)に従った。

具体的な測定手順は、Danbara *et al.* (1991) に準拠



第4図 矢梨ピンク火山灰層の地質柱状図  
 図中の①-⑤は本文のそれに対応する  
 Fig.4 Geologic column of the Yanashi Pink Volcanic Ash Layer. ① to ⑤ in the column correspond to that in the text

した。測定試料のエッチング処理は，NaOH-KOH 等モル共融液を用い，各試料とも225°C，エッチング時間は試料ごとに最適条件を決め，30時間から38時間の範囲で行った。熱中性子照射の場所・条件などは第1表に示す。

測定結果の一覧は第1表に，各火山灰層のジルコン結晶年代の頻度分布と自発-誘導核分裂飛跡密度の相関は，第5-11図に示した。

第1表に示されるように，古布火山灰層と白沢の池火山灰層については，別々のジルコン結晶集団を用いて二回の原子炉照射を行い，それぞれ計数作業を行った。なお，表中の a は本質結晶とみなされる粒子集団から得たデータ，b はこれに異質結晶とみなされる粒子を加えた集団から得たデータ，c は二回の測定から得たそれぞれ

の年代値を加重平均して得た値である。

以下，測定した火山灰層ごとに，試料採取地・産状・測定結果について，下位の層準から記述する。なお，知多半島中南部の火山灰層については，野外の産状や連続性は，糸魚川(1971)，牧野内(1975)，Makinouchi(1980)，吉田・尾崎(1986)，牧野内ほか(1992)などによって，また記載岩石学的な性質は，中山・古澤(1989)によって，それぞれ詳細に記載されているので，別途参照されたい。

矢梨ピンク火山灰層（新称）

採取地：美浜町矢梨のドライブイン「美浜ナチュラル村」裏の崖（露頭番号 Ko-91'）

産状（第4図）：全体にピンク色を呈する厚さ180-200

第1表 各火山灰層のフィッション・トラック年代の測定結果  
Table 1 Results of the fission-track ages from the volcanic ash layers measured in this study

Volcanic Ash	Mineral	Number of crystals	Spontaneous $\rho_s$ (Ns) ( $\text{cm}^{-2}$ )	Induced $\rho_i$ (Ni) ( $\text{cm}^{-2}$ )	P( $\chi^2$ ) (%)	Dosimeter $\rho_d$ (Nd) ( $\times 10^4 \text{cm}^{-2}$ )	r	U (ppm)	Age $\pm 1 \sigma$ (Ma)
Higashidani (Tk-74)	a zircon	80	$3.79 \times 10^5$ (368)	$3.26 \times 10^6$ (3171)	95	8.27 (1274)	0.441	320	$3.6 \pm 0.2$
Ohtani (Ot-4)	a zircon	28	$1.02 \times 10^6$ (709)	$7.62 \times 10^6$ (5313)	0	8.44 (1300)	0.937	720	$4.2 \pm 0.2$
	b zircon	30	$1.06 \times 10^6$ (769)	$7.57 \times 10^6$ (5516)	0	8.44 (1300)	0.909	720	$4.4 \pm 0.2$
Shirosawa-no-ike (Toy-178)	F a zircon	13	$1.53 \times 10^6$ (162)	$8.91 \times 10^6$ (945)	66	8.44 (1300)	0.829	850	$5.4 \pm 0.5$
	b zircon	30	$2.76 \times 10^6$ (773)	$4.41 \times 10^6$ (1237)	0	8.44 (1237)	0.267	420	$19.6 \pm 1.1$
	S a zircon	30	$2.11 \times 10^6$ (298)	$1.13 \times 10^7$ (1594)	84	8.31 (1281)	0.709	1090	$5.8 \pm 0.4$
	c								$5.7 \pm 0.3$
Kouwayama (Ko-130)	a zircon	20	$4.30 \times 10^5$ (60)	$2.53 \times 10^6$ (353)	100	8.42 (1296)	0.722	240	$5.3 \pm 0.8$
	b zircon	30	$1.14 \times 10^6$ (264)	$4.09 \times 10^6$ (943)	13	8.42 (1296)	0.903	390	$8.8 \pm 0.7$
Kofu (Ko-04)	F a zircon	30	$4.75 \times 10^5$ (55)	$3.08 \times 10^6$ (357)	100	8.39 (1293)	0.824	290	$4.8 \pm 0.7$
	S a zircon	30	$3.19 \times 10^5$ (54)	$2.32 \times 10^6$ (393)	84	8.31 (1280)	0.568	220	$4.3 \pm 0.6$
	c								$4.5 \pm 0.5$
"Toyoura" (Ko-3)	a zircon	30	$1.40 \times 10^6$ (39)	$1.19 \times 10^6$ (330)	59	8.45 (1301)	0.399	110	$3.7 \pm 0.6$
Yanashi pink (Ko-91'-2)	a zircon	21	$4.88 \times 10^5$ (150)	$2.32 \times 10^6$ (711)	41	8.32 (1282)	0.787	220	$6.5 \pm 0.6$
	b zircon	30	$7.46 \times 10^5$ (316)	$2.63 \times 10^6$ (1113)	0	8.32 (1282)	0.866	250	$8.8 \pm 0.6$

F: first count, S: second count, a: essential grains, b: essential and derived grains (reference value), c: mean value of the first and second counts for essential grains.

$\rho$  and N are density and total number of fission-tracks counted, respectively. All analyses by external detector method using 0.5 for  $2\pi/4\pi$  and 1 for  $2\pi/2\pi$  geometry correlation factor, respectively.

Age calculated using dosimeter glass SRM612 and  $\xi_{ED1}=370 \pm 4$ ,  $\xi_{ED2}=372 \pm 5$ . (Danbara *et al.*, 1991).

P( $\chi^2$ ) is probability of obtaining  $\chi^2$ -value for  $\nu$  degree of freedom (where  $\nu$ =number of crystals-1).

r is correlation coefficient between  $\rho_s$  and  $\rho_i$ .

U is uranium content.

Samples were irradiated using the TRIGA MARK II nuclear reactor of St. Paul's University (Rikkyo Daigaku), Japan.

cmの中-細粒火山灰層。下半部100-120cmは、①底部15-20cmの帯桃淡灰色のやや細粒な火山灰、②下部20-30cmの細粒軽石や重鉱物を含む淡灰-淡桃色の粗粒火山灰、③中部20-30cmのコンポリュート葉理の発達する淡桃色火山灰、④上部10-15cmの白色のやや細粒な火山灰、そして⑤最上部30cmの細かい葉理の発達する淡桃色の細粒火山灰、の5層に区分できる。そしてこの上位に、厚さ80cmの薄いピンク色の中粒みがき砂質火山灰からなる上半部が重なる。

測定用試料は、下半部②の層準を採取した。

年代値： $6.5 \pm 0.6$ Ma

測定結果(第5図)：試料は、桃-赤色の自形ジルコン結晶を豊富に含んでいた。ジルコン結晶をエッチングしたところ、外部表面に短縮化した自発トラックを持つ粒子を一部含んでいることが分かったが、前処理段階では自発トラック長の詳しい検討を行わず、比較的均質な試料とみなして後続作業を行った。したがって、計数粒子の選別は行っていない。

計測30粒子のデータのまとまりは悪く、 $\chi^2$ 検定にも失格した(第1表のYanashiのb)。この点から、異質ジルコン結晶の混入が示唆されたので、結晶の詳しい観察を行った。その結果、自発トラックにノーマルなトラック長のみを持つ結晶と、 $3\mu\text{m}$ 程度以下で明らかに短縮した自発トラックを含む結晶が識別された。そこで、後者9個を除外し、残り21個を本質結晶とみなして測定値を算出した。その結果、粒子データのまとまりは良くなり、 $\chi^2$ 検定にも合格した(第1表のYanashiのa)。したがって、測定値はこれら21粒子のデータから算出した。

ただし、今回適用した判定基準は、本質結晶の自発トラックが正常長を持ち、異質結晶は短縮トラックを持つ可能性が高い、と言うものである。より信頼性の高い年

代を得るためには、この前提の適否を含め、檀原・岩野(1995)が行ったような、トラック長解析を含む本格的な研究が必要であろう。

“豊浦”火山灰層(牧野内ほか, 1983)

採取地：美浜町河和南部の河和中学校南の小規模な造成地(露頭番号Ko-03)。

産状：厚さ40-80cm, 風化部では淡黄-淡青色, 新鮮部は暗緑-青緑色で, 非常に堅硬なみがき砂質中粒火山灰層である。底部には重鉱物が点在し, 上半部はやや細粒になっている。なお, 更に詳細な産状および周辺の地質については, 牧野内ほか(1983)を参照されたい。

測定用試料は、下半部の層準から採取した。

年代値： $3.7 \pm 0.6$ Ma

測定結果(第6図)：試料は細粒ながら、みかけ上均質な自形結晶を十分量含んでおり、良好な測定用試料と判断された。

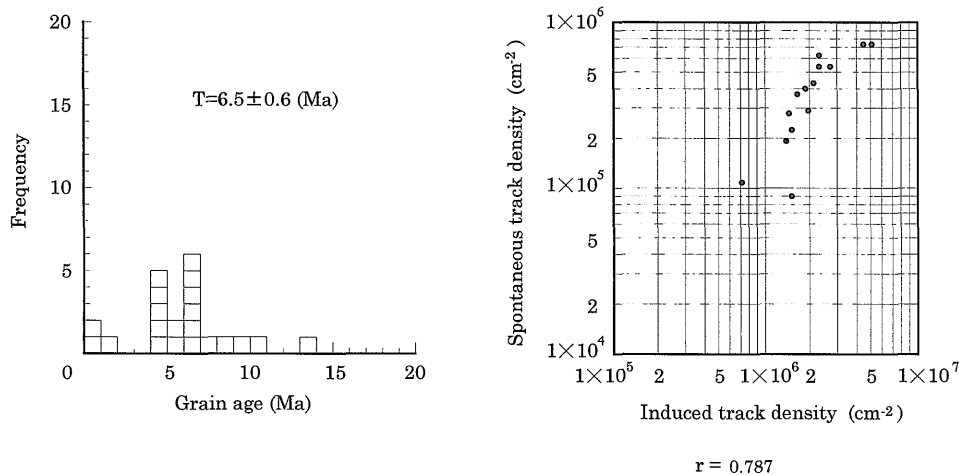
計測した全粒子30個のデータのまとまりは悪い。その理由は、1粒子当たりの自発・誘導トラック数が少ないためであるが、これは結晶粒子が細粒なことと、ウラン濃度が低いためである。しかし、全粒子のウラン濃度は比較的均質であり、 $\chi^2$ 検定にも合格するので、全粒子30個を同一起源に属する本質結晶とみなして年代値を算出した。

今回の測定結果は、前回の暫定値10Ma以前(牧野内ほか, 1983)より有意に若い。上述のように、測定データ上の問題点は特に見出されない。

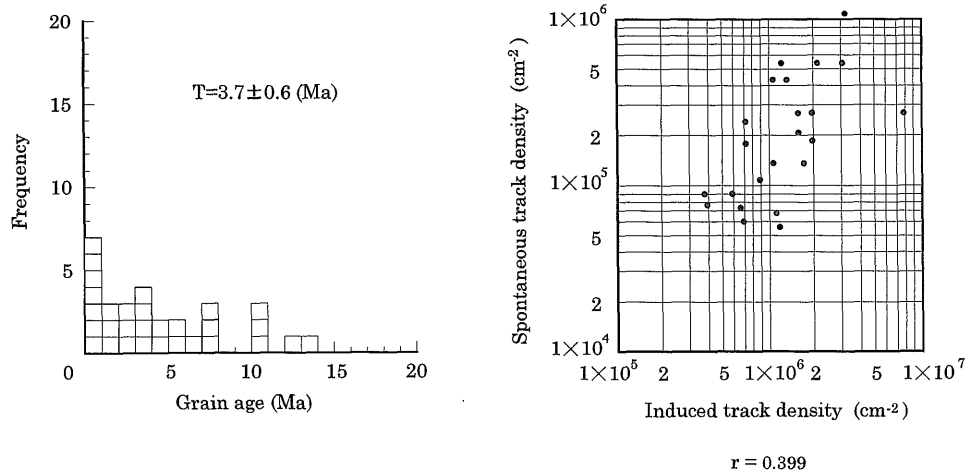
古布火山灰層(牧野内, 1975)

採取地点：美浜町古布北の模式地の崖(露頭番号Ko-4)。

産状：あいだに層厚数10cmのシルト-細粒砂層を挟む2層の火山灰層からなる。上下層ともシルト-極細粒砂



第5図 矢梨ピンク火山灰層のジルコン結晶の年代頻度分布と自発-誘発核分裂飛跡密度相関  
Fig. 5 Ages of the zircon grains counted and relation between the spontaneous and induced track densities from the Yanashi Volcanic Ash Layer



第6図 “豊浦” 火山灰層のジルコン結晶の年代頻度分布と自発-誘発核分裂飛跡密度相関  
Fig. 6 Ages of the zircon grains counted and relation between the spontaneous and induced track densities from the “Toyoura” Volcanic Ash Layer

サイズ，白色-オリーブ灰色で，やや固い，層厚はいずれも10数 cm から数10cmの範囲である。2層の火山灰層は産状は似ているが，ガラス屈折率や重鉍物組成は似ていない (中山・古澤，1989)。

測定用試料は下位の火山灰層から得た。この火山灰層はシルトサイズの下部と，極細粒からシルトサイズに級化する上部に分けられるが，試料は上部のうち極細粒部から採取した。ちなみに，牧野内ほか (1983) で測定した時の試料採取地点は，模式地北西約3.5kmに位置し，測定用試料は上位の火山灰層から採取された。

年代値：4.5 ± 0.5Ma

測定結果 (第7図)：試料は細粒ながら均質な自形ジルコン結晶を豊富に含んでおり，良好な測定試料と判断された。

本火山灰層の年代値は，選定理由の項で述べたように，東海層群の地史を考察する上で重要な意味を持つ。そこで，別々の30粒子集団の原子炉照射を二回に分けて行い，測定値の信頼性の向上に努めた。その結果，一回目では4.8 ± 0.7Maの，二回目では4.3 ± 0.6Maの測定値を得た。これらの値は，1粒子当たりのトラック数が少ないため粒子データのばらつきこそ大きい，それぞれの測定内容に特に問題点は見当たらない。

二回の測定値は誤差1σ以内で一致し，測定値の再現性はよいと判断できる。したがって，測定値は二回の値を加重平均することによって得た。

河和山火山灰層 (牧野内，1975)

採取地：模式地は，南知多道路南知多インターチェンジの崖であるが，現在では露出が悪いので，試料は，この東方約1 kmの美浜町河和港西方の崖 (露頭番号 Ko-130) から得た。

産状：採取地では，厚さ15-20cmの白-灰白色の火山灰層。極細粒からシルトサイズに級化している。

年代値：5.3 ± 0.8Ma

測定結果 (第8図)：本質結晶は試料中に60-70%含まれていると推定されたが，自発トラック密度やトラックのエッチング速度の差を特に区別せず，自形結晶を対象に測定作業を続行した。

一般にトラックのエッチング速度は，年代値やウラン濃度の大小と密接な関係を持つ。通常，粒子間に大きなエッチング速度の差がある場合には，外来結晶の混入を想定しがちである。しかし今回は，本質結晶と推定される粒子集団のウラン濃度に大きな差があると想定し，適正からややオーバーエッチング状態のものを対象に測定を行った。

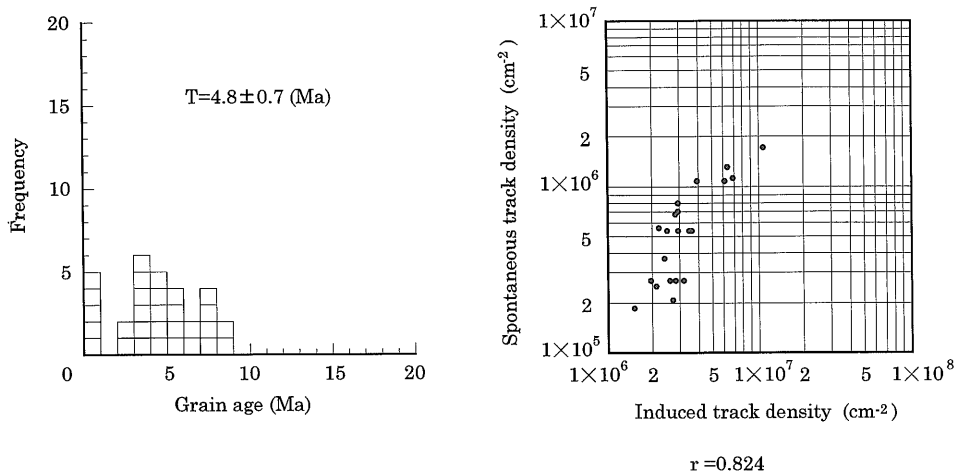
全測定粒子30個の粒子データのまとまりは必ずしも良くないが， $\chi^2$ 検定には一応合格する (第1表の Kouwayama の b)。しかし，この粒子集団は，約  $\rho_i = 10^{-6}/\text{cm}^{-2}$  のウラン濃度を境界にして，二つの集団に区分できる。そして，ウラン濃度の高い6粒子は，ウラン濃度が低い残りの粒子よりも年代が古く，さらに晶癖も異なっている。これらの特徴から，高ウラン濃度6粒子は，低ウラン濃度粒子と異なる起源を持つものと判断できる。さらに，みかけ上ウラン濃度は低い，粒子年代が他の粒子よりも大幅に古くなる4粒子が存在する。これらも測定データからみて異質性が高いと判断される。

以上の10粒子を異質結晶とみなして除外すると，残り20粒子のデータのまとまりは飛躍的に向上する (第1表 Kouwayama の a)。したがって，これら20粒子を同一起源に属する本質結晶とみなし，測定値を算出した。

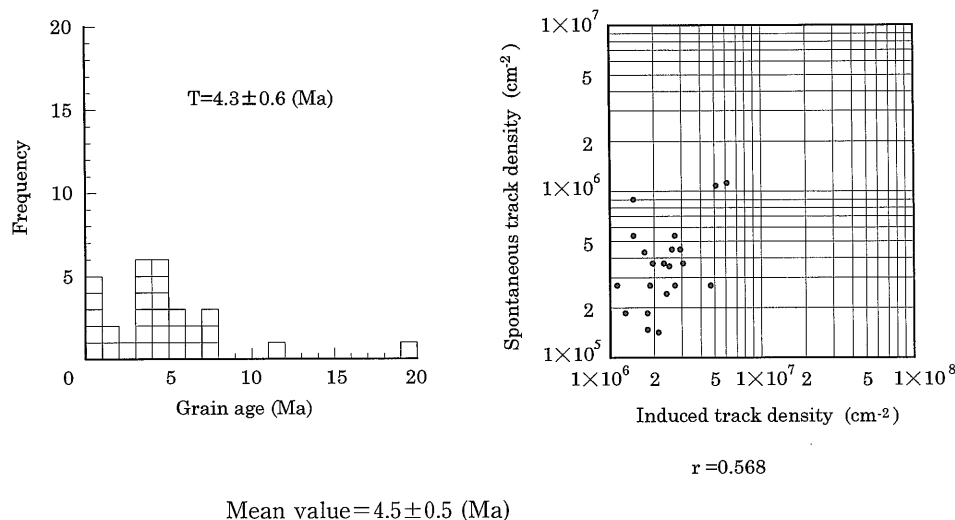
白沢の池火山灰層 (牧野内，1975)

採取地：模式地は，美浜町の河和-奥田間に位置する白沢の池すぐそばの崖であるが，ここも現在では露出があまり良くないので，試料は白沢の池東約500mにある崖 (露頭番号 Toy-178) から採取した。

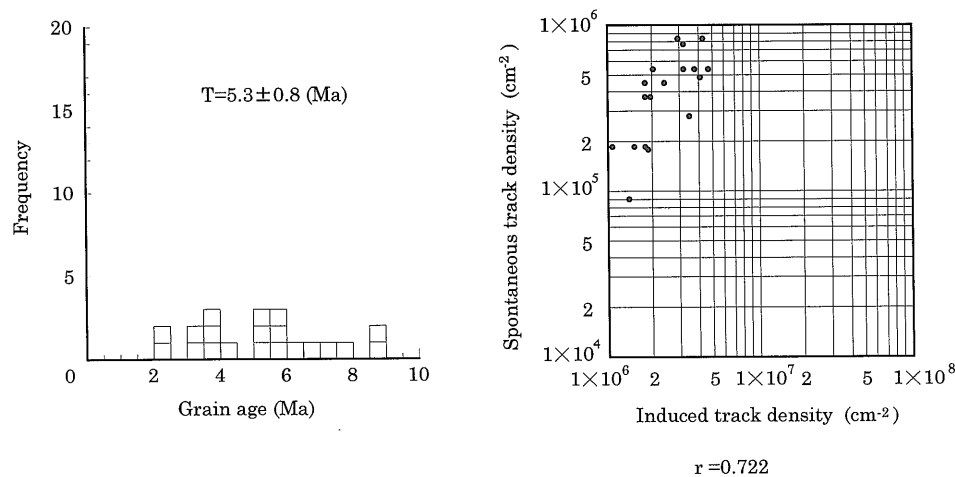
First count



Second count



第7図 古布火山灰層のジルコン結晶の年代頻度分布と自発-誘発核分裂飛跡密度相関  
 Fig. 7 Ages of the zircon grains counted and relation between the spontaneous and induced track densities from the Kofu Volcanic Ash Layer



第8図 河和山火山灰層のジルコン結晶の年代頻度分布と自発-誘発核分裂飛跡密度相関  
 Fig. 8 Ages of the zircon grains counted and relation between the spontaneous and induced track densities from the Kouwayama Volcanic Ash Layer



産状：採取地の岩相は，層厚約 1 m，全体にオリープ黄色を呈し，主部，上部，最上部に分けられる。主部は厚さ60cm，細粒から極細粒サイズへと級化し，柔らかい。上部20cmは極細粒-シルトサイズで，平行葉理が良く発達する。最上部20cmは極細粒で柔らかい。

測定用試料は，主部のうち細粒な部分から採取した。

年代値：5.7±0.3Ma

測定結果(第9図)：試料はジルコン結晶こそ豊富に含まれていたが，本質結晶の含有率は低いと推定された。

そこで年代値の信頼性を高めるため，30粒子集団の原子炉照射を別々の機会に二回行った。まず一回目の測定では，自形結晶と思われるもののみを選別し，後続作業を行った。その結果，100Ma以上の古い年代を持つ粒子も存在するように，粒子ごとの年代のまとまりは悪く， $\chi^2$  検定にも失格した(第1表の Shirasawa-no-ike の F の b)。しかし，粒子当たりの  $\chi^2$  値が大きく，かつ20Ma

より古い17粒子を除外すると，残り13粒子データのまとまりは著しく向上し， $\chi^2$  検定にも合格する(第1表の Shirasawa-no-ike の F の a)。その結果得られた年代値は，5.4±0.5Maである。

二回目では，一回目の測定で本質結晶とみなした粒子に共通する特徴を持つ30粒子を選別し，原子炉照射を行った。その結果，まとまりのよい粒子データが得られ，一回目と1 $\sigma$ 以内で一致する再現性のある測定値5.8±0.4Maを得た。

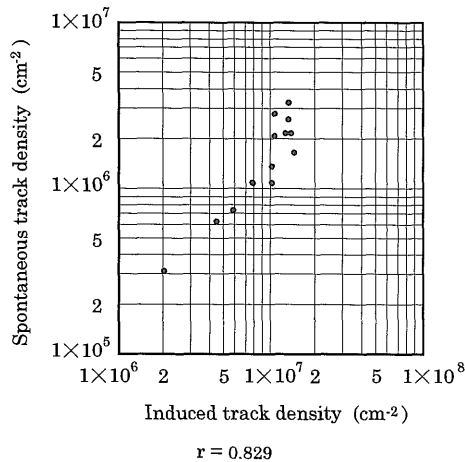
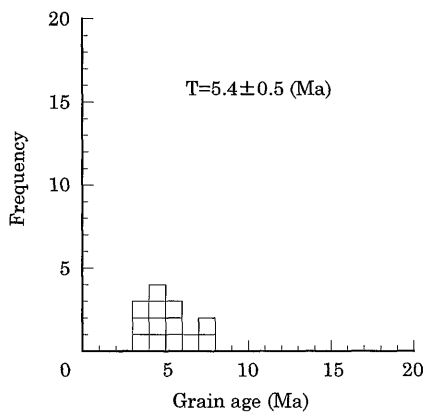
したがって，一回目と二回目の値を加重平均し，これを測定値とする。

大谷火山灰層 (牧野内, 1975)

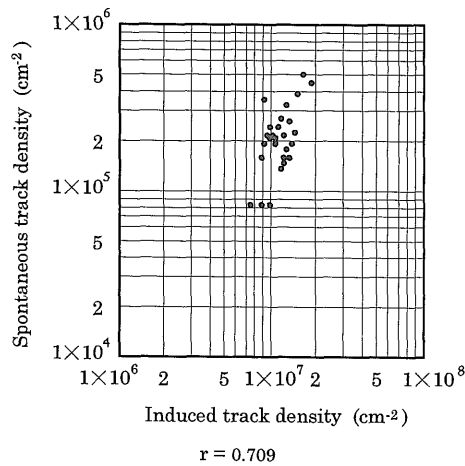
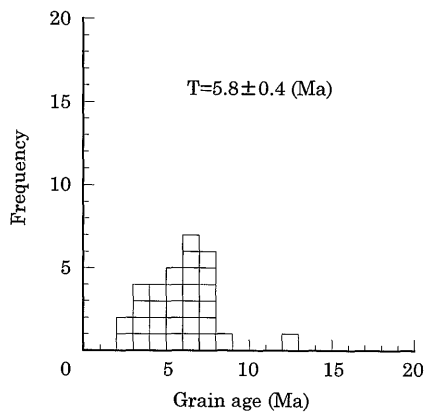
採取地：大谷火山灰層の模式地で，常滑市大谷北端部の海岸で伊勢湾に面する高い崖 (露頭番号 Ot-04)。

産状：厚さ約 6 m の白色みがき砂質火山灰である。産状については，牧野内 (1975)，吉田・尾崎 (1986)，中

### First count



### Second count



Mean value=5.7±0.3 (Ma)

第9図 白沢の池火山灰層のジルコン結晶の年代頻度分布と自発-誘発核分裂飛跡密度相関  
Fig. 9 Ages of the zircon grains counted and relation between the spontaneous and induced track densities from the Shirasawa-no-ike Volcanic Ash Layer

山・吉川 (1995) などに、詳しい記載があるので、そちらを参照されたい。

測定用試料は、基底部 5-10cm のプリアン降下軽石層を採取した。この層準は、基底部のやや粗粒のみがき砂質火山灰(牧野内, 1975), ユニット①の級化層理を示す火山灰(吉田・尾崎, 1986), 堆積相 A の降下火山灰堆積物(中山・吉川, 1995) などと記載されている。

年代値:  $4.2 \pm 0.2 \text{Ma}$

測定結果(第10図): 試料には自形ジルコン結晶が多数含まれ, また粒径も比較的大きく, 全体として良好な測定用試料であった。エッチングの結果, オーバーエッチング状態(自発トラック密度が  $10^7/\text{cm}^2$  以上)になった粒子が全体の30%に達したので, これらを除外した低いトラック密度を持つ自形結晶を測定対象とした。

全測定粒子30個から得られた粒子データは, 誘導トラック密度(≒ウラン濃度)の大きなばらつき(最小と最大とで30倍程度の違い)によって特徴づけられ, また  $\chi^2$  検定にも失格した(第1表の Ohtani の b)。しかし測定粒子には, 晶癖および自形度から見て, 特に異質結晶であることを示唆するような粒子は見当たらなかった。ただ粒子集団には, 異質粒子であることを示唆するような, ①相対的に粒子年代が古く, ②大きな  $\chi^2$  値を持ち, ③  $2 \mu\text{m}$  以下の短い自発トラックが明瞭に認められる2粒子が存在する。したがって, これら2粒子を除外し, 残る28粒子を同一起源に属する本質結晶と考え, 測定値を算出した(第1表の Ohtani の a)。

なお, これら28個の粒子データも  $\chi^2$  検定に合格しない。その理由は不明であるが, 一つの可能性として, 粒子ごとのウラン濃度のばらつきが大きいことがあげられる。

東谷火山灰層(糸魚川, 1971)

採取地: 常滑市金山の常滑焼卸団地南の南に面する崖

(露頭番号 Tk-74)。ここは, 金山火山灰層(牧野内ほか, 1992)の模式地である。なお金山火山灰層は, 牧野内ほか(1992)による野外調査当初にはこのように呼ばれていたが, 東谷火山灰層に当たることが最終的に判明した。

産状: 厚さ15cm, 淡黄-淡黄灰色, 細粒, みがき砂質火山灰からなる。新鮮な部分は暗青-淡青灰色を呈する。薄くなって途切れる場合もある。より詳細な産状は, 吉田・尾崎(1986)や牧野内ほか(1992)を参照されたい。

測定用試料は下半部から採取した。

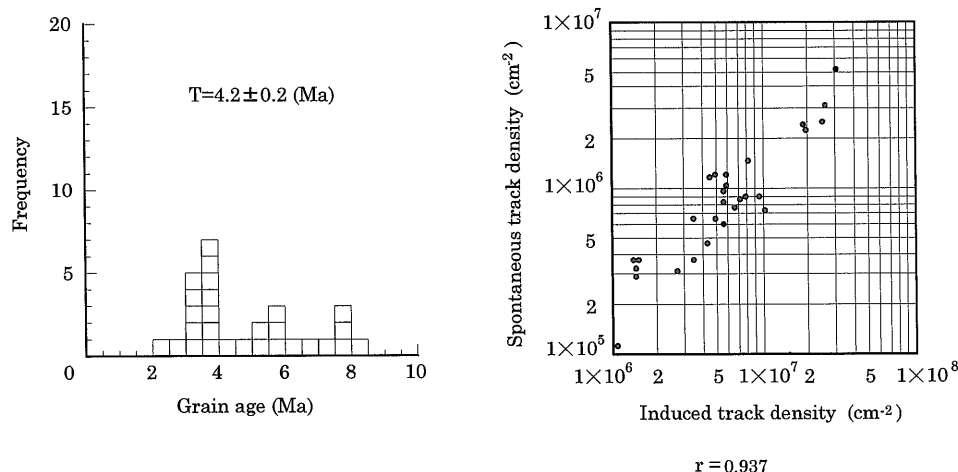
年代値:  $3.6 \pm 0.2 \text{Ma}$

測定結果(第11図): 試料は極めて純度の高い均質な自形ジルコン結晶を豊富に含んでいた。このように年代測定に好適な試料であるが, 測定値の精度をより向上させるため, 80粒子を測定した。その結果, 全測定粒子のデータのまとまりは非常に良くなり,  $\chi^2$  検定にも合格した。したがって, 本年代値の信頼性は高いと判断される。

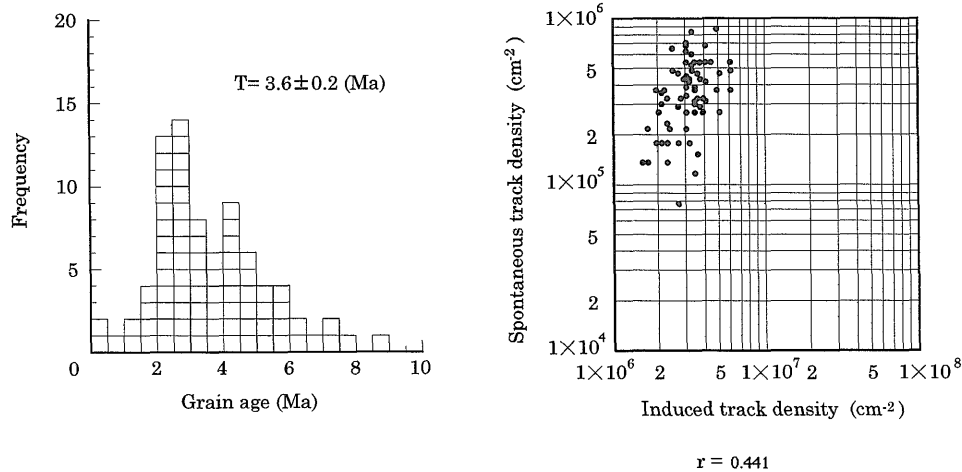
## 6. 考察

豊浦層の層序的位置: 豊浦層(牧野内, 1979)は, 知多半島南部の東岸部において, 東海層群と近接してわずかに露出する地層である(第1図および第3図)。岩相は, 分布南部ではチャンネル状の泥層を挟む礫層から, 分布北部では砂層と泥層からなる。礫層中の礫は淘汰が悪く, 細礫-大礫, 角礫-亜円礫である。周辺の東海層群を構成する豊丘累層や常滑累層と比べると, 豊浦層の方がやや固結が進んでいること, 泥層が緑色を帯びること, 礫の淘汰がより悪く, また礫の種類がより多いことによって特徴づけられる。

このような岩相上の特徴から, 豊浦層は師崎層群より新しく, 東海層群より古い地層とみなされた(牧野内, 1979)。その後, 豊浦層に挟まれる“豊浦”火山灰層の年



第10図 大谷火山灰層のジルコン結晶の年代頻度分布と自発-誘発核分裂飛跡密度相関  
Fig. 10 Ages of the zircon grains counted and relation between the spontaneous and induced track densities from the Ohtani Volcanic Ash Layer



第11図 東谷火山灰層のジルコン結晶の年代頻度分布と自発-誘発核分裂飛跡密度相関  
Fig. 11 Ages of the zircon grains counted and relation between the spontaneous and induced track densities from the Higashidani Volcanic Ash Layer

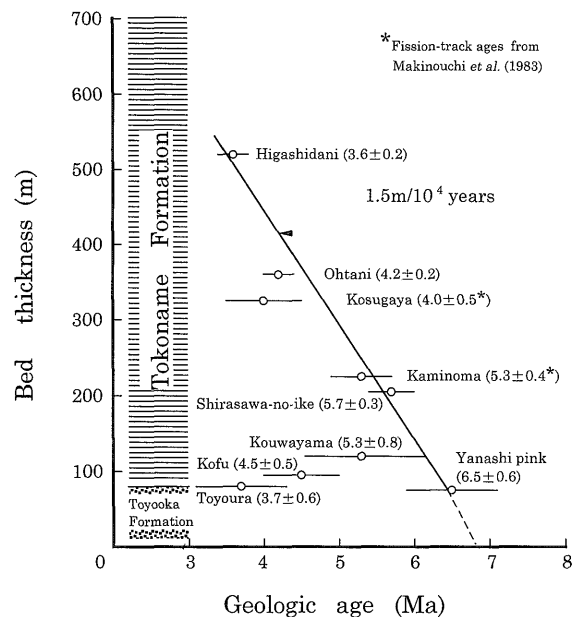
代値も、暫定値ながら10Ma以前であることが判明し、これも豊浦層の存在を示す根拠の一つとなった（牧野内ほか，1983）。しかし、その後の野外調査にもかかわらず、上位の東海層群とを分ける不整合面を、広範囲にわたって認定できないまま現在に至っている。

今回、“豊浦”火山灰層の再測定に加え、新たに豊浦層から発見された矢梨ピンク火山灰層の測定を行った。その結果は、“豊浦”火山灰層が $3.7 \pm 0.6$ Ma、矢梨ピンク火山灰層が $6.5 \pm 0.6$ Maである。これらの年代値は、後述するように、いずれも知多半島東海層群の堆積期間の範囲である。したがって今回得た結果は、豊浦層を東海層群より古いと考える従来の見解を支持しない。

このように、①現在まで豊浦層を岩相層序的に識別できないこと、②今回の測定結果から、“豊浦”火山灰層の年代が10Ma以前とする暫定値が否定されたことは、豊浦層の存在に否定的である。更に、③今回得た二つの測定値が、東海層群の年代範囲に含まれることは、豊浦層そのものが東海層群の一部である可能性を強く示唆する。依然、岩相上の違いと言う問題点は残るが、上述の①、②、③の資料を重視して、筆者らは豊浦層を東海層群の一部であると、現時点では考える。

したがって、以下では“豊浦”火山灰層と矢梨ピンク火山灰層も、東海層群中の火山灰層として扱う。その場合、両火山灰層周辺の地質構造や岩相から判断すると、砂層と泥層からなる岩相中に挟在する（牧野内ほか，1983）“豊浦”火山灰層は常滑累層の基底部に、砂泥層中ではあるが上位に礫層が重なる矢梨ピンク火山灰層は、豊丘累層の最上部に、それぞれ位置することになる。

**堆積速度と年代値評価：**第12図は、今回および牧野内ほか（1983）によって得られた9火山灰層のフィッション・トラック年代値を、誤差の範囲を含め層準に従って



第12図 知多半島東海層群のフィッション・トラック年代と堆積速度  
Fig. 12 Fission-track ages and sedimentation rate of the Tokai Group in the Chita Peninsula

並べたものである。

まず、これらの火山灰層が挟在する常滑累層の堆積環境を考察する。半島域のほとんどを占める常滑累層は、筆者の一人吉田の観察によれば（吉田・尾崎（1986）およびその後の野外観察）、上部の上半部では含礫砂層-砂礫層を少量含むが、それより下位では、基本的に（一部例外はあるが）チャンネル状の砂層が泥質層に不規則に挟在する岩相から構成されている。このような岩相を形成する堆積環境は、陸成環境では蛇行河川相以外には考

えられない (例えば Walker and Cant, 1979)。

したがって、ほとんど同じ堆積環境にあったと推定される常滑累層の堆積期では、牧野内ほか (1983) が指摘するように、その堆積速度に大きな変化はなかったと考えて良いであろう。このことは、第12図において、各火山灰層の年代値を結ぶ右下がりの直線の勾配が、ここでの堆積速度の近似値となることを示している。ただ問題は、9つのフィッシュン・トラック年代のうち、どれとどれを用いてその直線を引くかである。つまり、より客観性のある堆積速度を求めるためには、これら年代値の信頼性についての相対的評価を行う必要がある。

まず、IUGS 勧告に沿って得た今回の測定値の方が、勧告以前になされた牧野内ほか (1983) の結果よりも、信頼度は高いと判断される。次に、今回得た火山灰層の年代値の誤差範囲は、白沢の池・大谷・東谷の3層が0.2-0.3 Ma で小さく、他の4層は0.5-0.8Ma と相対的に大きい。更に個々の火山灰層の計数データの「まとめ」をみると、白沢の池と東谷の2層が「良」であり、他の5層は「可」となった。なおここでの「まとめ」とは、①粒子ごとの年代とウラン濃度のまとめ、②自発トラック数 (Ns) と誘導トラック数 (Ni) の相関性、③自発トラック密度 ( $\rho_s$ ) と誘導トラック密度 ( $\rho_i$ ) の相関性、④  $\chi^2$ 検定の可否、によって測定結果の優劣 (=信頼性) を総合的に判断する一つの目安である。以上のことから、測定結果の信頼性が最も高いのは白沢の池火山灰層と東谷火山灰層であり、次に大谷火山灰層と判断される。第12図の直線は、これらの火山灰層の年代値に基づいて引いたものである。

この直線勾配、すなわち常滑累層の堆積速度は、約1.5 m/10<sup>4</sup> years である。この値は、牧野内ほか (1983) が算出した1.3m/10<sup>4</sup> years にほぼ等しく、Nakayama (1994) の1.5m/10<sup>4</sup> years に一致する。

古布・豊浦火山灰層の年代値評価：信頼性がより高いと判断した3火山灰層以外の測定値をみると、上野間と矢梨ピンクの2層は、ほぼ線上に載っている。河和山火山灰層も誤差を含めて考えると、この線上に載ると言える。これらの測定値と、堆積速度から得られる推定年代は、結果的にはよい一致を見せている。

しかし、小鈴谷・古布・“豊浦”の3層の値は、この直線上からはずれている。もっとも小鈴谷火山灰層の場合、もともと信頼性が低いとみなされている (牧野内ほか, 1983) ので、ここでの評価の対象としない。しかし、古布と“豊浦”の2層の値は、直線から有意にズレている。東谷等の3火山灰層より相対的に信頼性は低いが、古布火山灰層の場合、同じ測定を二度繰り返したにもかかわらず、測定結果は堆積速度から想定される年代より約200万年も新しくなっている。問題はこれら二つの値をどう評価するかである。

二つの測定値に意味があるとする、例えば、「古布火

山灰層から豊丘累層の層準は、実は大谷火山灰層付近の常滑累層と同層準である」つまり「豊丘累層は基底礫層ではなく縁辺礫層である」とする層序的な解釈が可能である。しかし、古地磁気極性 (Otofuji *et al.*, 1975) や記載岩石学的性質 (中山・古澤, 1989) を比較検討しても、古布火山灰層に対比可能な火山灰層は、大谷火山灰層の上下層準には見当たらない。また、“豊浦”火山灰層にはほぼ等しい層準の矢梨ピンク火山灰層の値は、堆積速度から想定される値と調和的である。したがって、この層序的解釈の成立する余地は低いと考えざるを得ない。以上の点から、筆者らは知多半島東海層群については、上記の3火山灰層の値から得た堆積速度による年代を用いることにする。

しかしながら、古布火山灰層から得た値は、測定を二度繰り返して信頼性の向上に務めたことに留意すると、将来、同火山灰層の測定値に意味が出てくる可能性は捨てきれない。いずれにせよ、古布火山灰層の値については、①未発見の火山灰層があるかどうか野外調査による確認を進める、②古地磁気や岩石学的な検討がまだ行われていない火山灰層の研究を行う、③ほぼ同時代の掛川地方の相良層群中の火山灰層との対比を進めるなど、今後ともいろいろな観点からその意味づけを検討する余地がある。

東海層群の基底年代：今回得られた常滑累層の堆積速度による推定年代を、そのまま豊丘累層の基底まで延長すると、同累層の基底年代は7Ma になる。この結論は、同累層の基底年代を6.5Ma 頃とする牧野内ほか (1983)、7.0Ma とする Nakayama (1994) の見解に一致する。ただ、野外調査による堆積相や古流系の観察からみると、豊丘累層の堆積環境は扇状地であった可能性が大きく、したがってその堆積速度は、蛇行河川環境であった常滑累層より幾分早かったであろう。つまり豊丘累層の基底年代、すなわち知多半島東海層群の堆積の始まりは、7 Ma よりも若干新しくなる可能性が高い。

## 7. まとめと今後の問題

知多半島中南部に分布する東海層群下部の地質年代を明らかにするため、常滑累層の5火山灰層のフィッシュン・トラック年代を測定した。また、中新統師崎層群よりも新しく、東海層群よりは古いと考えられた豊浦層の層序的位置づけを検証するため、同層中の2火山灰層の年代も測定した。

得られた年代値は、下位から次の通りである (第1表および第2図)。

豊浦層の火山灰層

矢梨ピンク火山灰層 . . . . . 6.5±0.6Ma

“豊浦”火山灰層 . . . . . 3.7±0.6Ma

常滑累層の火山灰層

古布火山灰層	4.5±0.5Ma
河和山火山灰層	5.3±0.8Ma
白沢の池火山灰層	5.7±0.3Ma
大谷火山灰層	4.2±0.2Ma
東谷火山灰層	3.6±0.2Ma

以上の年代値を基に，東海層群と豊浦層について考察を行い，次の結論を得た。

1. 豊浦層と東海層群との間に明確な不整合面が今のところ確認できないことや，豊浦層中の両火山灰層の年代値が東海層群の堆積期間に入ることから，豊浦層を東海層群の一部と判断した。

2. 常滑累層の大部分では堆積速度に大きな変化はなかったと考えた。そして今回得た7層の年代値のうち，白沢の池火山灰層と東谷火山灰層の値が最も信頼性が高く，大谷火山灰層がこれに次々と判断し，これらの値を用いて，常滑累層の堆積速度約1.5m/10<sup>4</sup>yearsを得た(第12図)。

3. これまで得られた火山灰層の年代値と，堆積速度から得られる推定年代の関係を検討した結果，古布と“豊浦”の2層以外は，良い一致を見せることが分かった。一致しない両火山灰層の年代についても，今後とも評価する余地があることを指摘した。

4. 東海層群の基底年代は，この堆積速度に基づく推定年代を用いると7 Maより若干新しい時期である。

知多半島の東海層群下部では，今回および牧野内ほか(1983)によって報告されたフィッション・トラック年代は，合計9つになる。厚さ500mの地層に対する測定数としては，かなりの数であり，この方法によって地層の年代を推定する手法としては，ほぼやりつくされた感がある。ただ，東谷火山灰層より上位の火山灰層の年代が未測定であり，知多半島東海層群の堆積期間を解明するためには，この層準の火山灰層の測定が残された課題である。また，豊浦層の層序的な位置づけについても，岩相の差異や不整合面の確認と言った面から，今後も検討を進める余地がある。

最後に，今回の測定によって，大谷火山灰層の年代値が牧野内ほか(1983)による値，すなわち4.3±0.6Maより，信頼性が大きく向上している点を強調したい。文中にも述べたように，大谷火山灰層は広域テフラとしての存在意義が最近認識されつつあり，富山県氷見層群下部の阿尾累層中のPM火山灰層(渡辺，1990；黒川・富田，1995)，新潟県浜濃層中のZnp-Ywg火山灰(善久院パミス質火山灰-山田白色ガラス質火山灰；黒川・富田，1995)，静岡県掛川層群下部中の蛭ヶ谷火山灰層(茨木，1986；牧野内・檀原，1996)など，各地の同時代層から対比可能な火山灰層が続々と報告されている。今後，これら火山灰層やそれを挟む地層の対比を論じるとき，今回得られた大谷火山灰層の年代値は，重要な資料となる

であろう。

この研究を遂行するに当たっては，吉田は地質調査所の所内シーズ研究費(平成7-9年度，計画番号9)を，牧野内は文部省科研費(平成6-8年度基盤研究(C)；課題番号06640589)および平成8年度名城大学学術研究助成費をそれぞれ使用し，檀原がフィッション・トラック年代を測定した。当初，研究は別々に進められていたが，成果の公表に当たっては一本化した方が良く，と合意に達したので，本論としてとりまとめたものである。

## 文 献

- Danhara T., Kasuya M., Iwano H. and Yamashita T. (1991) Fission-track age calibration using internal and external surfaces of zircon. *Jour. Geol. Soc. Japan.* 97, 977-985.
- 檀原 徹(1995) 第四紀テフラの高精度フィッション・トラック (FT) 年代測定—ジルコンとガラスを用いた測定法の確立に向けて—。第四紀研究，34，221-237。
- 檀原 徹・岩野英樹(1995) 火砕流堆積物のFT年代測定—仙台層群広瀬川凝灰岩層の場合—。フィッション・トラックニュースレター，no. 8，25-34。
- Hurford A. J. (1990a) Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the I. U. G. S. Subcommittee of Geochronology. *Chem. Geol.*, 80, 171-178.
- Hurford A. J. (1990b) International Union of Geological Science Subcommittee on Geochronology recommendation for the standardization of fission track dating calibration and data reporting. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 17, 233-236.
- 茨木雅子(1986) 掛川地域新第三系の浮遊性有孔虫生層序基準面と岩相層序の関係。地質雑，92，119-134。
- 石田志朗・横山卓雄(1969) 近畿・東海地方の鮮新・更新統火山灰層序及び古地理・構造発達史を中心とした諸問題。第四紀研究，8，31-43。
- 糸魚川淳二(1971) 知多半島西北部知多町付近の常滑累層，一瀬戸層群の研究その2—。竹原平一教授記念論文集，69-82。
- 黒川勝己・富田裕子(1995) 新潟地域のZnp-Ywg火山灰とPM火山灰(氷見層群)および大谷・阿漕火山灰(東海層群)との対比—中央日本における広域火山灰の検出—。日本地質学会第102年学術大

- 会講演要旨, 244.
- 牧野内 猛 (1975) 知多半島南部の常滑層群. 地質雑, 81, 67-80.
- 牧野内 猛 (1979) 豊浦層について—知多半島の先常滑層群・後師崎層群—. 日本地質学会第86年学術大会講演要旨 (秋田), 125.
- Makinouchi, T. (1980) Geology of the Yata area, Tokoname City, Aichi Pref. Japan. *Rep. Fac. Sci. and Tec. Meijo Univ.*, 20, 190-199.
- 牧野内 猛・檀原 徹 (1996) 知多半島常滑層群中部のフィッシュン・トラック年代. 日本地質学会第103年学術大会講演要旨, 114.
- 牧野内 猛・檀原 徹・磯田邦俊 (1983) 伊勢湾東岸部の東海層群および関連層のフィッシュン・トラック年代とその地史的意味. 地質雑, 89, 257-270.
- 牧野内 猛・伊藤 孝・豊蔵 勇・高田康秀・檀原 徹 (1992) 常滑市中・北部, 常滑・多屋・前山地区の常滑層群. 瑞浪化石博物館研究報告, no.19, 465-481.
- 森 忍 (1971a) 瀬戸層群, 奄芸層群の火山灰層について—瀬戸層群の研究その3—. 竹原平一教授記念論文集, 99-111.
- 森 忍 (1971b) 名古屋市東部の瀬戸層群矢田川累層. 地質雑, 77, 635-644.
- Nakayama, K. (1994) Stratigraphy and paleogeography of the upper Cenozoic Tokai Group around the east coast of Ise Bay, Central Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, 37, 77-143.
- 中山勝博・古澤 明 (1989) 瀬戸層群と常滑層群の火山灰層. 地質雑, 95, 189-208.
- 中山勝博・吉川周作 (1990) 東海層群の古地磁気層序. 地質雑, 96, 967-976.
- 中山勝博・吉川周作 (1995) 鮮新統広域テフラ層である大田テフラ層の堆積過程 (予報). 地球科学, 49, 406-418.
- Otofujii, Y., Makinouchi, T. and Nishida, J. (1975) Preliminary report of magnetostratigraphy of Tokoname Group in Chita Peninsula. *Rock Mag. Paleogeophys.*, 3, 36-40.
- 小瀬知常 (1929) 知多半島の地形及地質. 地学雑, 41, 338-345.
- Walker, R. G. and Cant, D. T. (1979) Sandy fluvial systems. In Walker, R. G., ed., *Facies Models* (First ed.), Geoscience Canada, Reprint Series 1, 23-31.
- 渡辺真人 (1990) 富山県氷見・灘浦地域の新第三系の層序—とくに姿累層とその上位層との間の時間間隙について—. 地質雑, 96, 915-936.
- 吉田史郎・尾崎正紀 (1986) 半田地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 98p.

(受付: 1997年5月12日; 受理: 1997年9月1日)