房総半島安房層群上部の8凝灰岩のフィッション・トラック年代[†]

Fission track ages of eight tuffs in the upper part of the Awa Group, Boso Peninsula, central Japan[†]

Abstract

徳橋秀一* 檀原 徹**
岩野英樹**

Shuichi Tokuhashi*, Tohru Danhara**
and Hideki Iwano**

1999年10月29日受付.
2000年4月10日受理.

* 地質調査所資源エネルギー地質部
Mineral & Fuel Resources Department,
Geological Survey of Japan, Tsukuba,
Ibaraki 305-8567, Japan

** 株式会社京都フィッション・トラック
Kyoto Fission-Track Co. Ltd, 44-4 Minami-
tajiri-cho, Kita-ku, Kyoto 603-8832, Japan

Though a number of tuffs are intercalated in Amatsu, Kiyosumi and Anno Formation in ascending order, the upper part of the Neogene Awa Group, Boso Peninsula, central Japan, very few radiometric ages for these tuffs have been reported. The present authors report the fission track ages (FT ages) of zircon crystals from eight marker tuffs in those formations, i.e. Am19, Am40, Am61, Am78(Ok tuff), Am94, Ky21(Hk tuff), An49 and An 73 in ascending order.

The followings are the main results of the present study.

1) Dated FT ages for eight tuffs are as follows : Am 19 : 11.7 ± 0.3 Ma, Am 40 : 8.5 ± 0.5 Ma, Am 61 : 6.3 ± 0.5 Ma, Am 78 (Ok tuff) : 5.7 ± 0.4 Ma, Am 94 : 5.2 ± 0.3 Ma, Ky 21 (Hk tuff) : 4.5 ± 0.2 Ma, An 49 : 3.9 ± 0.4 Ma, An 73 : 3.7 ± 0.2 Ma. These data are the first FT ages following the proposal of IUGS Subcommission in 1990 for the tuffs in those formations.

2) The present FT ages are a little younger than previously reported FT ages, while coincide well with the latest K-Ar ages for a few tuffs among eight tuffs dated in this paper.

3) The present FT ages for tuffs in the lower to middle parts of the Amatsu Formation and in the Anno Formation coincide relatively well with biostratigraphic ages based on some key species of planktonic foraminifers and nannofossils, while those in the upper part of the Amatsu Formation and in the Kiyosumi Formation are significantly younger compared with those biostratigraphic ages. The cause of this difference is not known.

Key words : fission track dating, tuff, Boso Peninsula, Awa Group, Miura Group, Amatsu Formation, Kiyosumi Formation, Anno Formation, Ok tuff, Hk tuff

はじめに

放射年代測定法の一つであるフィッション・トラック (以下, FT と省略) 法は, 地層中に挟在する凝灰岩の年代測定などに有効な手法である. 特に1990年に出されたIUGSサブコミッションの勧告 (Hurford, 1990a, b) 以来, 基準となる年代標準試料を用いた共通の校正 (ゼータ校正) を行うことによって, 異なった研究者間のFT年代値の比較や他の放射年代測定値との比較も可能となり, FT年代値に対する信頼度が大きく増した (Miller et al., 1990, 1993; 檀原, 1995). 例えば, 房総半島の上総層群の場合, そこに挟在する凝灰岩について, 複数の研究者によるFT年代値が報告され, 研究者間での測定値の違いや古地磁気層序学や微化石層序学から推定される年代値とのずれをめぐって混乱がみられたが, 精選された多数の凝灰岩についての上記の勧告に従ったFT年

[†]日本地質学会第106年学術大会 (名古屋) で講演.

代の系統的な測定により, これらの問題についてひとつの解決をみるにいたった (渡辺・檀原, 1996). このように精選された凝灰岩についての信頼度の高い放射年代値の系統的な測定は, 層序学上の問題を解決したり, 発展させていく上で大変重要である.

安房層群上部における放射年代測定の現状

房総半島の中部をほぼ東西に横切る黒滝不整合を介して, 上総層群の下位 (南側) に分布する海成新第三系安房層群, 特に安房層群上部 (下位より, 天津層, 清澄層, 安野層) 中には, スコリア質黒色火山礫凝灰岩から白色極細粒凝灰岩まで多彩な様相を呈する極めて多数の凝灰岩が挟在されている (中嶋ほか, 1981; 千葉県立中央博物館, 1993, 1994). これらの凝灰岩は, 側方によく連続し鍵層として極めて有用なことから, 詳細な層序や構造の解析への応用 (中嶋ほか, 1981) のみならず, 安野層や清澄層に多数挟在するタービダイト砂岩

Fig. 1. Geologic sketch map in the central part of the Boso Peninsula.

1: Kazusa Group, 2-4: Upper Part of the Awa Group (2: Anno Formation, 3: Kiyosumi Formation, 4: Amatsu Formation), 5: Lower part of the Awa Group, 6: Mineoka Group

の堆積学的な解明にも大きな威力を発揮してきた（例えば、徳橋・岩脇, 1975; 徳橋, 1976a, b, 1997; Tokuhashi, 1979）。

一方、これらの地層が上下に連続して露出するルートでは、上総層群の場合と同じく、古くから浮遊性微化石層序学的研究や古地磁気層序学的研究がなされているが、それらの層準の位置を示すうえで、凝灰岩鍵層が重要な役割を果たしている（中川ほか, 1969; Kimura, 1974; 尾田, 1975; Oda, 1977; 新妻, 1976; Honda, 1981MS）。

また最近、鴨川低地帯北方の清澄山系南麓に分布する木の根層から天津層下部にかけての層準（中部中新統）を対象に、同一ルートでの異なる複数の浮遊性微化石層序の確立と相互の関係を議論する高精度複合層序学が、多くの凝灰岩鍵層との層位学的関係で盛んに試みられるとともに、いくつかの凝灰岩の放射年代値の意義が論じられている（Takahashi and Danhara, 1997; Takahashi et al., 1997, 1999a, b; 渡辺・高橋, 1997; 本山・高橋, 1997; 三田・高橋, 1998）。

しかしながら、これら安房層群上部の凝灰岩を対象にした放射年代値そのものの報告は極めて限られており（千葉県立中央博物館, 1993, 1994; Takahashi et al., 1997）、特に、1990年に出された IUGS サブコミッションの勧告（Hurford, 1990a, b）に従った FT 年代値は、皆無に等しい。一方、最近、

凝灰岩中の角閃石や斜長石を用いた K-Ar 年代測定も試みられている（卜部ほか, 1998）。このような状況の下では、精選されたできるだけ多くの凝灰岩について、ジルコンを対象として上記の勧告に従った信頼度の高い FT 年代測定値を得ることが特に重要であると考えられる。このような観点から、安房層群上部に属する 8 枚の凝灰岩について FT 年代測定を行ったので、本論文では、その結果を報告するとともに、これまでに報告されている放射年代値や浮遊性微化石層序学による年代値との関係などについて議論する。

地質概説

房総半島の中部を東西に横切る黒滝不整合の下位（南側）には、ほぼ東西方向に伸びる大小の褶曲構造を呈しつつ、海成第三系が広く分布する（Fig. 1）。清澄山系および主に古第三系の嶺岡層群からなる嶺岡山地の周辺部に分布するこれらの地層については、小規模な褶曲構造と断層が複雑に分布する半島の西部域での層序関係を基にして、上位の三浦層群と下位の保田層群に分ける呼び方（鈴木ほか, 1990; 鈴木ほか, 1995）と、構造が比較的大規模でかつ単純な半島中・東部域での層序関係を基にして、安房層群として一括する呼び方（中嶋ほか, 1981）の両方がある（徳橋, 1997）。本論文で

Table 1. Stratigraphy in the central part of the Boso Peninsula.

Geol. Age	Suzuki et al. (1995)	This study
Pleistocene	Kazusa Group	Kazusa Group
Neogene	Miura Group	Awa Group
	Anno Fm.	Anno Fm.
	Kiyosumi Fm.	Kiyosumi Fm.
	Amatsu Fm.	Amatsu Fm.
Miocene	Kinone Fm.	Kinone Fm.
	Hota Group	Lower Kanigawa Fm. ? — Fukawa Fm.
Paleogene	Mineoka Group	Mineoka Group

は、試料の採取を層序関係の明瞭な半島中央部で行っていることから、後者の呼び方、区分法に従うことにする (Table 1)。

安房層群は、凝灰岩をあまり挟在せず、主に砂岩、砂質泥岩-泥質砂岩、頁岩からなる下部 (下位より、富川層、神川層、木の根層) とスコリア質黒色火山礫凝灰岩から白色極細粒凝灰岩まで多種多様な凝灰岩が頻繁に挟在する上部 (下位より、天津層、清澄層、安野層) に区分することが可能である (中嶋ほか, 1981; 徳橋, 1997)。安房層群上部に挟在する多くの凝灰岩は、特徴的な岩相を有する 1 枚の凝灰岩、もしくは上下に密集して産出する複数の凝灰岩を組み合わせた凝灰岩セットを広い範囲に確実に追跡することが可能なことから、単独の凝灰岩や凝灰岩セットからなる多くの凝灰岩鍵層が設定されている (中嶋ほか, 1981; 千葉県立中央博物館, 1993, 1994; Fig. 2)。

測定試料の選定方法と測定方法

FT 年代測定にはジルコン結晶を用い、ジルコンの抽出は渡辺・檀原 (1996) の方法で行った。FT 年代試料としての適格性を検討するため、事前に 70 余りの凝灰岩について、岩質、含有結晶量、本質結晶含有率、色調、晶癖、FT 密度などの記載、均質性、FT 密度の計測の難易、結晶表面状態、外部効果、試料の再加熱歴等について検討を加えた。その際、含有ジルコン結晶について、1. 含有量が多い、2. 本質結晶とみなされる結晶の割合が高い、3. 測定に不利な細粒結晶や多量の包有物をもつものを除外する、という 3 点を重視して各試料を半定量的に評価した。これらの結果と、試料が特定の層

Fig. 2. General geologic column of the upper part of the Awa Group.

1: Sandstone (Silty sandstone to pebbly sandstone); 2: Sandy siltstone; 3: Mudstone-dominated alternation of sandstone and mudstone beds (Muddy flysch); 4: Sandstone-dominated alternation of sandstone and mudstone beds (Sandy flysch); 5: Mudstone; 6: Shale; 7: Slumped deposits.

準に集中しないように考慮して、最終的に 8 試料を選定した。

測定手法としては、誘導 FT を検出材 (白雲母) 上で計数する外部検出器法 (Gleadow, 1981) を採用し、本研究では外部効果の無視できる凝灰岩試料の測定に有利なジルコン外面に適用した (ED2 法: Gleadow, 1981; 檀原, 1995)。測定方法は Danhara et al. (1991) に準拠した。まず、ジルコン粒子を石英ガラス上に手選し、外面面がガラス面に密着するように並べた後、ホットプレート (332°C) 上で厚さ 0.25 mm の PFA シート (Danhara et al., 1993) に溶入 (マウント) した。自発 FT のエッチングには KOH・NaOH 等モル比共融液 (225°C) を用い、ジルコンに見られる FT のエッチング異方性 (鈴木, 1980; 鴈澤, 1985) に留意し、最もエッチングされ

Fig. 3. Sampling points of dated eight tuffs.

Topographic maps are parts of 1:25,000 maps of "Sakahata" (A and B) and of "Kamogawa" (C) published by Geographical Institute of Japan. The localities of A, B and C are shown in Fig. 1.

にくい結晶c軸にはほぼ平行なFTが出現し、FTの方位分布が等方的になるまで行った (Sumii et al., 1987; Watanabe, 1988). 各試料の適正エッチング時間は、試行の結果30-38時間であった (Table 3). エッチング完了後、ジルコンを埋めこんだPFAシートとマイカディテクターを専用ホルダーの中に積み重ねて両者を密着させた。

熱中性子照射は、立教大学TRIGA II型原子炉の回転試料棚 (Rotary Specimen Rack) のNo.1サイトで行った。この位置でのAuのカドミ比は 2.57 ± 0.03 で (Suzuki and Tomura, 1990), 照射時間は15分間とした。総熱中性子線量

測定用の標準ガラスにはNIST-SRM612を用い、マイカディテクターを密着させて用いた。この標準ガラスをPFAシートが入ったホルダーの上下にセットし、熱中性子線量の勾配を検討した。マイカ上の誘導FTのエッチングは46%HF (20°C)で、標準ガラス用については44分、ジルコンのPFAシート用については24分行った。

FT (ジルコンの自発・誘導FT) の計測には、生物顕微鏡Nikon BIOPHOT (総合倍率960倍)を用いた (Danhara et al., 1991). 標準ガラスの誘導FTの計数は高品位モニター上 (岩野・檀原, 1997)で行い、ランダムに設定した320画面

Fig. 4. Geologic columns of eight tuffs at the sampling points shown in Fig. 3. An asterisk in each column shows the real position of sampling of each dated tuff.

1: Mudstone; 2: Sandy mudstone; 3: Muddy sandstone; 4: Turbidite sandstone; 5: Mudstone clasts (Rip-up clasts); 6: White tuff; 7: Grey tuff; 8: "Gomashio-like" tuff; 9: Pumice tuff; 10: Pumice-scoria ("Haigoma-like") tuff; 11: Scoriaeous fine-grained black tuff. s: grain size of silt; vf, f, m, c, vc: grain size of very fine, fine, medium, coarse and very coarse sand, respectively; g: grain size of granule, wh: white, blk: black, pum: pumiceous; goma: "gomashio-like"; Tf: tuff; Go: "Gomashio-like" tuff, Hai: "Haigoma-like" tuff, Sco: scoria tuff.

Table 2. Mineral composition of dated eight tuffs.

Sample	General mineral composition						Form of volcanic glass								Heavy mineral composition											
	VG	LM	HM	LF	Others	total	Ha	Hb	Ca	Cb	Ta	Tb	Others	total	Ol	Pyroxene		Amphibole			Opq	Zr	Bi	Ap	total	
																Opx	Cpx	BHo	GHo	Cum						
Am19	22	52	12	0	114	200	3	121	0	25	13	34	4	200	0	26	21	6	37	0	10	0	100	0	200	
	11.0	26.0	6.0	0.0	57.0	100.0	1.5	60.5	0.0	12.5	6.5	17.0	2.0	100.0	0.0	13.0	10.5	3.0	18.5	0.0	5.0	0.0	50.0	0.0	100.0	
Am40	87	89	24	0	0	200	0	29	3	21	42	104	1	200	0	49	1	0	122	0	27	1	0	0	200	
	43.5	44.5	12.0	0.0	0.0	100.0	0.0	14.5	1.5	10.5	21.0	52.0	0.5	100.0	0.0	24.5	0.5	0.0	61.0	0.0	13.5	0.5	0.0	0.0	100.0	
Am61	46	149	5	0	0	200	0	6	0	5	57	132	0	200	0	102	4	0	33	0	59	2	0	0	200	
	23.0	74.5	2.5	0.0	0.0	100.0	0.0	3.0	0.0	2.5	28.5	66.0	0.0	100.0	0.0	51.0	2.0	0.0	16.5	0.0	29.5	1.0	0.0	0.0	100.0	
Am78 (OK-4)	57	93	50	0	0	200	0	5	6	6	65	118	0	200	0	81	41	0	45	0	33	0	0	0	200	
	28.5	46.5	25.0	0.0	0.0	100.0	0.0	2.5	3.0	3.0	32.5	59.0	0.0	100.0	0.0	40.5	20.5	0.0	22.5	0.0	16.5	0.0	0.0	0.0	100.0	
Am94	99	79	16	0	6	200	0	20	13	36	35	87	9	200	0	77	54	0	14	0	52	0	0	3	200	
	49.5	39.5	8.0	0.0	3.0	100.0	0.0	10.0	6.5	18.0	17.5	43.5	4.5	100.0	0.0	38.5	27.0	0.0	7.0	0.0	26.0	0.0	0.0	1.5	100.0	
Ky21 (HK)	57	105	38	0	0	200	0	2	2	9	36	150	1	200	0	15	0	0	162	0	19	0	1	3	200	
	28.5	52.5	19.0	0.0	0.0	100.0	0.0	1.0	1.0	4.5	18.0	75.0	0.5	100.0	0.0	7.5	0.0	0.0	81.0	0.0	9.5	0.0	0.5	1.5	100.0	
An49	194	6	0+	0	0	200	8	45	2	26	20	96	3	200	0	5	3	0	2	0	5	1	1	0	17	
	97.0	3.0	tr	0.0	0.0	100.0	4.0	22.5	1.0	13.0	10.0	48.0	1.5	100.0	0.0	29.4	17.6	0.0	11.8	0.0	29.4	5.9	5.9	0.0	100.0	
An73	162	27	3	0	8	200	11	65	0	38	12	74	0	200	0	16	3	0	21	1	22	1	95	1	160	
	81.0	13.5	1.5	0.0	4.0	100.0	5.5	32.5	0.0	19.0	6.0	37.0	0.0	100.0	0.0	10.0	1.9	0.0	13.1	0.6	13.8	0.6	59.4	0.6	100.0	

VG : volcanic glass ; LM : light minerals ; HM : heavy minerals ; LF : lithic fragments. The classification of volcanic glass is based on Yoshikawa (1976). Ha, Hb : platy ("Heiban") type ; Ca, Cb : intermediate ("Chukan") type ; Ta, Tb : porous ("Tako-shitu") type. For more details, see Yoshikawa (1976). Ol : olivine ; Opx : orthopyroxene ; Cpx : clinopyroxene ; BHo : brown hornblende ; GHo : green hornblende ; Cum : cummingtonite ; Opq : opaque minerals ; Zr : zircon ; Bi : biotite ; Ap : apatite.

(1 画面は、80 mm×120 mm) を計測領域として求めた。本システムのゼータ較正值 (ζ_{ED2}) は 372 ± 5 である (Danbara et al., 1991)。

本研究では、各測定試料につき、2~4 個のマウント試料を作成した。埋め込まれたジルコン粒子のなかから、年代測定に適したものをランダムに 30 個前後 (28~36 粒子) 選び、それらを 1 測定分 (バッチ : batch) とした。各測定試料とも 2 から 4 バッチについて測定を行い、バッチごとに年代値を検討した。得られたバッチごとの年代値について χ^2 検定 (Galbraith, 1981) を行い、検定に合格したものを測定試料ごとに荷重平均して、その試料の年代値とした。またその際に、同一測定試料に対するバッチごとの年代値の変動の大きさも検討し、同一起源に由来する同一年代グループのジルコンであるかどうかを検討した。

測定試料と測定結果

今回測定対象とした凝灰岩は 8 試料で、天津層から 5 試料 (下位より、Am 19, Am 40, Am 61, Am 78 (Ok tuff), Am 94), 清澄層から 1 試料 (Ky 21 (Hk tuff)), 安野層から 2 試料 (An 49, An 73) である。これらの試料は、小糸川上流とその周辺 (Fig. 3, C), 小櫃川支流猪の川沿い (Fig. 3, B), 小櫃川支流笹川の枝沢みくた沢 (Fig. 3, A) の 3 つの地域 (ルート) で採取された。測定対象となった凝灰岩鍵層の採取地点での柱状図と測定した凝灰岩の採取位置を Fig. 4 に示す。

以下、測定した個々の凝灰岩について、野外での分布と産状及び岩石記載学的特徴を記述したのち、測定に供したジルコンの特徴と FT 年代測定結果について述べる。

なお、岩石記載学的特徴については、鎌田ほか (1994a,b) の分析手順を用いて行った。その要領は以下のとおりである。各凝灰岩試料を水洗後超音波洗浄し、流水中でテロンメッシュクロスを用いてふるい分け、120-250 メッシュ粒径

の試料を光硬化剤 (屈折率 $n=1.54$) でスライドガラス上に封入した。偏光顕微鏡下でこの封入薄片を観察し、火山ガラス・軽鉱物・重鉱物の総粒子数が 200 個になるまで無作為に計数し、各試料ごとの量比を求めた。主要鉱物についても同じ封入薄片上で粒子数を 200 個まで無作為に計数し量比を求めた。なお重鉱物については、含有量が少ないため計測数が 200 に達していないものもある。全鉱物組成、火山ガラスの形態分類、重鉱物組成の測定結果を Table 2 に示す。また、上記の前処理でふるい分けされた 120-250 メッシュ粒径の試料について、温度変化型屈折率測定装置 (RIMSTR; 檀原, 1991; Danbara et al., 1992) を用いて、各試料ごとに 30 個の火山ガラス片の屈折率を測定した。測定結果については、以下の記述のなかで述べる。各測定試料の FT 年代測定結果を Table 3 に示す。

Am19 (通称名: ブルドーザータフ)

天津層の下部に挟在する。清澄山系の分水嶺の南麓 (鴨川市北部) に広く追跡される (中嶋ほか, 1981)。採取地点は、小糸川最上流で、君津市と鴨川市の間の分水嶺にほぼ沿って伸びる高山林道沿いである (Fig. 3, C)。ここでは、Am 19 の主体は、厚さ 220 cm 前後の細粒の灰色~灰白色の凝灰岩からなる。この凝灰岩は、下部が塊状であるのに対して、中部に直線的な平行葉理が密に発達する。上部は再び塊状となり、灰白色を呈する。全体を通して上方に向かって次第に細粒化するとともに白色化の傾向が強くなる。この直上には、50cm 前後の極細粒の白色~灰白色凝灰岩が重なる。この凝灰岩の数 cm 直上には、厚さ数 cm の粗粒な軽石・スコリア凝灰岩 (通称 "はいごま状" 凝灰岩) が挟在される。また、本凝灰岩の直下には、厚さ数 cm の白色細粒凝灰岩が挟在する。測定試料は、主体である 220cm 凝灰岩の基底から 20-40 cm 付近の層準から採取された (Fig. 4)。

火山ガラスは形態的に厚めの扁平型と、軽石型の 2 つが混

Table 3. Results of fission track dating of eight tuffs.

Sample name	n	Spontaneous ρ_s (N_s) (10^5 cm^{-2})	Induced ρ_i (N_i) (10^6 cm^{-2})	Dosimeter ρ_d (N_d) (10^4 cm^{-2})	P(χ^2) (%)	r	U- content (ppm)	FT age $\pm 1\sigma$ (Ma)	Method
Amatsu Formation (Am19)									
1	30	13.9 (728)	3.54 (1859)	8.012 (2461)	60	0.871	350	11.7 ± 0.6	ED2
2	30	15.1 (612)	3.69 (1490)	7.857 (2414)	75	0.869	380	12.0 ± 0.6	ED2
3	30	17.3 (575)	4.47 (1488)	7.857 (2414)	7	0.697	460	11.3 ± 0.6	ED2
4	30	14.4 (635)	3.59 (1578)	7.857 (2414)	63	0.699	370	11.8 ± 0.6	ED2
weighted mean:								11.7 ± 0.3	
Amatsu Formation (Am40)									
1	30	2.08 (107)	0.662 (340)	7.953 (2443)	90	0.444	70	9.3 ± 1.1	ED2
2	28	2.12 (106)	0.853 (427)	7.953 (2443)	96	0.715	90	7.3 ± 0.8	ED2
3	30	1.70 (93)	0.621 (340)	7.862 (2415)	94	0.355	60	8.0 ± 1.0	ED2
4	30	2.37 (107)	0.722 (326)	7.862 (2415)	99	0.606	70	9.6 ± 1.1	ED2
weighted mean:								8.5 ± 0.5	
Amatsu Formation (Am61)									
1	30	2.12 (49)	0.864 (200)	7.867 (2417)	99	0.664	90	7.2 ± 1.2	ED2
2	30	1.59 (62)	0.730 (284)	7.867 (2417)	91	0.671	70	6.4 ± 0.9	ED2
3	30	1.34 (60)	0.701 (315)	7.867 (2417)	66	0.428	70	5.6 ± 0.8	ED2
weighted mean:								6.3 ± 0.5	
Amatsu Formation (Am78: Ok)									
1	30	2.30 (108)	1.21 (568)	7.872 (2418)	92	0.888	120	5.6 ± 0.6	ED2
2	30	1.82 (98)	1.05 (564)	7.872 (2418)	62	0.812	110	5.1 ± 0.6	ED2
3	30	1.90 (122)	0.871 (558)	7.872 (2418)	49	0.851	90	6.4 ± 0.7	ED2
weighted mean:								5.7 ± 0.4	
Amatsu Formation (Am94)									
1	30	1.31 (73)	0.796 (444)	7.958 (2444)	90	0.157	80	4.9 ± 0.6	ED2
2	30	1.21 (80)	0.692 (459)	7.958 (2444)	91	0.777	70	5.2 ± 0.6	ED2
3	30	1.57 (83)	0.864 (458)	7.877 (2420)	99	0.528	90	5.3 ± 0.7	ED2
4	30	1.46 (88)	0.761 (460)	7.877 (2420)	95	0.641	80	5.6 ± 0.7	ED2
weighted mean:								5.2 ± 0.3	
Kivosumi Formation (Ky21: Hk)									
1	30	2.29 (160)	1.62 (1135)	8.499 (2611)	98	0.717	150	4.5 ± 0.4	ED2
2	36	2.42 (151)	1.79 (1119)	8.499 (2611)	79	0.688	170	4.3 ± 0.4	ED2
3	36	2.87 (193)	1.96 (1316)	8.499 (2611)	63	0.516	180	4.6 ± 0.4	ED2
weighted mean:								4.5 ± 0.2	
Anno Formation (An49)									
1	30	1.95 (50)	1.49 (381)	7.896 (2426)	97	0.467	150	3.9 ± 0.6	ED2
2	30	2.13 (62)	1.60 (464)	7.896 (2426)	76	0.562	160	3.9 ± 0.5	ED2
weighted mean:								3.9 ± 0.4	
Anno Formation (An73)									
1	30	4.29 (176)	3.45 (1417)	7.901 (2427)	39	0.785	350	3.7 ± 0.3	ED2
2	30	3.83 (198)	3.37 (1744)	8.419 (2586)	77	0.770	320	3.6 ± 0.3	ED2
weighted mean:								3.7 ± 0.2	

(1) n is the number of crystals counted. (2) ρ and N are the density and the total number of fission tracks counted, respectively. (3) Analyses were made by the external detector method using geometry factor of 1 for $2\pi/2\pi$ (ED2). (4) NIST-SRM612 standard glass was used for thermal neutron dosimeter. (5) Samples were irradiated at TRIGA MARK II nuclear reactor of St. Paul's (Rikkyo) University, Japan. (6) $P(\chi^2)$ is the probability of obtaining the χ^2 -value for ν degrees of freedom (where $\nu = n-1$). (7) r is the correlation coefficient between ρ_s and ρ_i . (8) Ages were calculated using standard equation: $\text{Age} = \ln(1 + \lambda_d \cdot \zeta_{\text{ED2}} \cdot g \cdot \rho_s \cdot \rho_d / \rho_i) / \lambda_d$, and age calibration factor $\zeta_{\text{ED2}} = 372 \pm 5$ (Danbara et al., 1991). (9) λ_d is total decay constant of ^{238}U : $\lambda_d = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ y}^{-1}$. (10) Optimal etch time: 30 h (Am19), 36 h (Am61, Am78, Am94, Ky21, An73), 38 h (Am40, An49)

在する。全体にやや風化している。これらのうち前者の屈折率は $n=1.497-1.499$ 、後者は $n=1.500-1.503$ に集中する。軽鉱物は斜長石と石英からなる。重鉱物は6%含まれ、黒雲母を主とし、ほかに緑色普通角閃石・斜方輝石・単斜輝石・不透明鉱物・褐色普通角閃石からなる。

年代測定用に別途分離・抽出されたジルコン結晶は、量的には豊富だが、見かけ上明確に識別できる2群の結晶粒子を含む。1群は赤色かつ透明で鋭い稜をもつ自形結晶で抽出ジルコンの40%を占める。他は褐～赤褐色でやや濁り稜が磨耗するもので残りの60%を占め、前者に比較して高い自発FT密度をもつ。このうち前者を本質結晶、後者を異種年代結晶とみなし、前者のみを測定対象とした。

本測定試料では、4枚の測定用試料マウントを作成した。それらを2回の異なる熱中性子照射機会に分け、4つのバッチごとに測定を行った。各バッチの測定結果は、Galbraith (1981) による粒子年代データの χ^2 検定を行うと、Table 3 に示すように、いずれも χ^2 値の上側確率 $P(\chi^2)$ がすべて5%を越え合格する（以下 χ^2 検定に合格すると呼ぶ）。このことは粒子データに非ポアソン変動がないことを意味し、測定が適切に行われかつ異種年代結晶の混入がないと判断できる。4つのバッチ測定結果は 11.3 ± 0.6 Ma $\sim$ 12.0 ± 0.6 Ma を示し、すべて 2σ 内で一致するため同一年代を示すとみなし、加重平均値 11.7 ± 0.3 Ma を得た (Table 3)。

Am40 (通称名: 境界タフ)

本凝灰岩は、砂質泥岩中に凝灰岩が密集して産出する天津層中部の小湊凝灰岩部層の最上位（境界）付近に挟在する（中嶋ほか, 1981）。本鍵層の主体は、厚さ30cm前後のゴマシオ状凝灰岩であるが、その上下には、スコリア凝灰岩や軽石・スコリア凝灰岩（通称“はいごま状”凝灰岩）、軽石凝灰岩などが上下に密集して産出することから、これらをセットにして一つの鍵層 Am40 が構成されている。測定試料の採取地点は、小糸川最上流部である (Fig. 3, C)。測定試料は、厚さ29cmのゴマシオ状凝灰岩の基底から5~15cmの層準で採取された (Fig. 4)。

火山ガラスは、屈折率が $n=1.498-1.502$ の軽石型を主とし、軽鉱物は斜長石と石英から構成される。重鉱物は12%と比較的多く、緑色普通角閃石を主とし、ほかに斜方輝石・不透明鉱物や微量の単斜輝石を含む。

年代測定用に別途分離・抽出されたジルコン結晶は、量的には豊富であり、やや濁るものの淡桃色を呈する均質な自形ジルコン結晶のみから構成される。そのためこれらの結晶を本質結晶とみなし、ランダムに粒子を選んでマウントし測定を行った。

本測定試料では、4枚の測定用試料マウントを作成し、2回の異なる熱中性子照射機会に分け、4つのバッチごとに測定を行った。各試料ジルコン中のウラン濃度が60~90 ppmと低く、バッチごとのFT計測数が少ないため、4つの測定結果は、 7.3 ± 0.8 Ma $\sim$ 9.6 ± 1.1 Ma とややばらつくが、いずれの結果も χ^2 検定に合格する。しかも、すべて 2σ 内で測定値は一致するため、同一年代を示すとみなし、加重平均値 8.5 ± 0.5 Ma を得た (Table 3)。

Am61 (通称名: のっぺりタフ)

天津層の上部に挟在する。本鍵層の主体は、厚さ50cm前後から120cm余りのやや軽石質の塊状の粗粒ゴマシオ状凝灰岩で、半島の中央部から東部にかけて広く分布する。粗粒な石英粒が多数含まれているのがひとつの特徴となっている。上位に厚さ数cmの細粒な軽石質ゴマシオ状凝灰岩が挟在する。測定試料の採取地点は、小櫃川支流猪の川沿いである (Fig. 3, B)。主体の粗粒ゴマシオ状凝灰岩の層厚は80cmである。測定試料は、粗粒ゴマシオ状凝灰岩の基底から30~50cmの層準で採取された (Fig. 4)。

全粒子の80%近くが斑晶鉱物からなるため、結晶質凝灰岩とみなすことができる。軽鉱物は斜長石・石英からなる。重鉱物は斜方輝石を主とし、ほかに不透明鉱物・緑色普通角閃石が、また微量ながら単斜輝石・ジルコンも含まれる。火山ガラスは、屈折率が $n=1.496-1.501$ の軽石型から主として構成される。

年代測定用に別途分離・抽出されたジルコン結晶は、淡桃～桃色を呈する均質な自形結晶で構成され、豊富ではないがFT年代測定には十分量含まれる。そのためこれらの結晶を本質結晶とみなし、ランダムに粒子を選んでマウントし測定を行った。

本測定試料では、3枚の測定用試料マウントを作成し、3つのバッチごとに測定を行った。試料ジルコン中のウラン濃度が70~90 ppmと低く、バッチごとのFT計数が少ないため、3つの測定結果は 5.6 ± 0.8 Ma $\sim$ 7.2 ± 1.2 Ma とややばらつくが、いずれの結果も χ^2 検定に合格する。しかも、すべて 2σ 内で測定値は一致するため同一年代を示すとみなし、加重平均値 6.3 ± 0.5 Ma を得た (Table 3)。

Am78 (通称名: Ok タフ)

天津層の上部に挟在する。後述の Ky21 (Hk tuff) とともに、最初三浦半島で名づけられ (Ok は、三浦半島の大楠山^{おおくす}に由来)、三浦半島と房総半島間での凝灰岩の対比に最初に用いられた2つの鍵層の一つとしてよく知られている（三梨・矢崎, 1958）。三浦半島西海岸から房総半島の東部まで広い範囲で対比されている（中嶋ほか, 1981; 卜部, 1992）。本鍵層は、5~8枚の厚さほぼ50cm以下のゴマシオ状凝灰岩の密集ゾーンからなり、下位から3枚目と4枚目の間に厚さがほぼ10cm以下のスコリア質凝灰岩ないし軽石・スコリア質凝灰岩（通称“はいごま状”凝灰岩）を1枚挟在するのが特徴となっている（三梨・矢崎, 1958; 中嶋ほか, 1981; 卜部, 1992）。卜部 (1992) は、特に連続性のよい下部の4枚のゴマシオ状凝灰岩について、下位より Ok1, Ok2, Ok3, Ok4 と名づけ、それぞれについて詳しい岩石学的な検討を行うとともに、Ok3とOk4の間のスコリア質凝灰岩に対して Ok-sco という名称を与えている。Kasuya (1987) によって、 6.3 ± 0.5 (1 σ) Ma というFT年代が得られているが、具体的にどのゴマシオ状凝灰岩を対象にしたかは不明である。今回測定対象としたのは、卜部 (1992) によって、Ok1~Ok4の間で角閃石の含有量が最も高く、したがって、最も珪長質と思われる下から4枚目のゴマシオ状凝灰岩である Ok4 である (Fig. 4)。採取地点は、小櫃川支流猪の川沿いである (Fig. 3, B)。

火山ガラスは主として軽石型からなり形態上大きな違いは認めにくい。しかし屈折率からみると $n=1.503-1.505$ が最も多く、他に $n=1.501-1.502$ および $n=1.508-1.509$ のものが含まれ、少なくとも3種類の火山ガラスが混在する特徴がある。軽鉱物は斜長石のみである。重鉱物は25%と多く、斜方輝石・単斜輝石・緑色普通角閃石・不透明鉱物からなる。

年代測定用に別途分離・抽出されたジルコン結晶の含有量は、試料1kgあたり60個と少ないが、大部分は透明で桃色の比較的均質な自形結晶からなり、その他に少量の濁りを帯びた淡褐色を呈する磨耗した結晶を含む。そのため透明で桃色を呈するものを本質結晶とみなし、それらをランダムに抽出してマウントし測定を行った。

本測定試料では、3つのバッチについて測定を行った。その結果、3つの測定値は $5.1 \pm 0.6 \text{ Ma} \sim 6.4 \pm 0.7 \text{ Ma}$ となり、いずれの結果も χ^2 検定に合格する。しかも、すべて 2σ 内で測定値は一致し同一年代を示すとみなせるため、加重平均値 $5.7 \pm 0.4 \text{ Ma}$ を算出した (Table 3)。

Am94 (通称名: 桃タフ)

上位の清澄層との境界に近い天津層最上部の層準に位置する。房総半島の中央部から東部域に広く分布する (中嶋ほか, 1981)。採取地点は、小櫃川支流猪の川沿いである (Fig. 3, B)。ここでは、Am 93, Am 94, Am 95 が上下に隣接して挟在する。測定対象の Am 94 は、厚さ14cm前後で、下部が軽石質のゴマシオ状凝灰岩、上部が細粒の灰色凝灰岩で、全体として上方に漸移的に細粒化する (Fig. 4)。

火山ガラスは軽石型に富み屈折率 $n=1.500-1.502$ を示す。軽鉱物は斜長石から構成される。重鉱物は8%で、斜方輝石・単斜輝石・不透明鉱物を主とし、緑色普通角閃石も含む。

年代測定用に別途分離・抽出されたジルコン結晶は量的に豊富で、大部分が透明な淡桃色の鋭い稜をもつ自形結晶からなり、そのほかに、自形するがやや濁った淡褐色のものを2%前後含む。これら2種類のジルコン結晶で自発FT密度は大きく異なり、前者に対し後者の粒子は数倍以上も高い。したがって、前者の粒子群を本質結晶とみなし、それらをマウントし測定を行った。

本測定試料では、4枚の測定用試料マウントを作成し、4つのバッチごとの測定を行った。その結果4つの測定値は $4.9 \pm 0.6 \text{ Ma} \sim 5.6 \pm 0.7 \text{ Ma}$ となり、いずれの結果も χ^2 検定に合格し、しかも 2σ 内で互いに一致する。したがって、これらを同一年代を示すものとみなし、加重平均値 $5.2 \pm 0.3 \text{ Ma}$ を得た (Table 3)。

Ky21 (通称名: Hk タフ)

清澄層の中部に挟在する。前述の Am 78 (Ok tuff) とともに、三浦半島で最初に名づけられ (Hk は、三浦半島の逗子市東小路に由来)、三浦半島と房総半島間での凝灰岩の対比に最初に用いられた2つの鍵層の一つとしてよく知られている (三梨・矢崎, 1958)。三浦半島西海岸から房総半島の東海岸まで広い範囲で対比されている (中嶋ほか, 1981; 卜部, 1992)。厚さ1m以上のよく粒度のそろったゴマシオ状凝灰岩からなる。房総半島では、1mから2m上位に厚さ数10

cm以上のスコリア質の火山礫凝灰岩 (Ky22) が挟在していることから、白黒のセットとして野外では比較的識別しやすい (Fig. 4)。本凝灰岩については、Kasuya (1987) によって、 5.0 ± 0.5 (1σ) Ma という FT 年代値が得られている。

房総半島における本鍵層の厚さは、西海岸で約170cm前後、東海岸で約120cm前後で、ほぼ西側に向かって次第に厚くなる傾向が認められるが、基本的に厚さは極めて安定している (徳橋, 1976a, 1997; 中嶋ほか, 1981)。露頭断面でみると、下部はどこでも塊状であるが、中部に平行葉理が上部にクライミングリップルなどの斜交葉理の発達がしばしば観察される。一般に、基底面は平坦で、下位の泥岩層を浸食したり、浸食された泥岩の同時浸食礫 (泥岩偽礫) が凝灰岩中に観察されることはほとんどない。房総半島中央部では、本凝灰岩の直上に、厚さ1m以下の Ky21 凝灰岩とほぼ同じ組成からなる層が挟まれているが、この層は上下のタービダイト砂岩単層とほぼ同じ形態を示すことや、下位の凝灰質泥岩層をしばしば浸食していたり、浸食された凝灰質泥岩が偽礫 (同時浸食礫) としてこの層のなかに取り込まれていることから、タービダイト砂岩の場合と同じように、タービディティーカーレントとして運搬され堆積した、凝灰質なタービダイトと考えられる (Fig. 4)。

測定試料の採取地点は、小櫃川支流猪の川沿いである (Fig. 3, B)。ここでは、本凝灰岩は厚さ140cm前後のゴマシオ状凝灰岩であり、中部に直線的な平行葉理が上部に斜交葉理が観察される。試料を採取したのは、基底から10-30cmの層準である (Fig. 4)。

火山ガラスは圧倒的に軽石型が多く、屈折率は $n=1.499-1.501$ でよく集中する。軽鉱物として斜長石・石英を含む。重鉱物は25%で緑色普通角閃石を主とし、そのほかに斜方輝石・不透明鉱物と微量のアパタイトを含む。

年代測定用に別途分離・抽出されたジルコン結晶は、量的に豊富ではないものの測定には十分量含まれる。粒子は透明で赤色を呈する非常に均質な自形結晶から構成されるため、選別を加えることなくランダムにマウントし測定を行った。

本測定試料では、3枚の測定用試料マウントを作成し、3つのバッチごとの測定を行った。その結果3つの測定値は $4.3 \pm 0.4 \text{ Ma} \sim 4.6 \pm 0.4 \text{ Ma}$ となり、いずれの結果も χ^2 検定に合格し、しかも 2σ 内で互いに一致する。したがって、これらを同一年代を示すとみなし、加重平均値 $4.5 \pm 0.2 \text{ Ma}$ を得た (Table 3)。

An49 (通称名: サンドイッチタフ)

安野層の中部に挟在する。それぞれ厚さ数cmの細粒の白色凝灰岩と細粒の灰色凝灰岩が数回互層し、基底部には、厚さ1cm前後の黒色細粒スコリア凝灰岩が観察される。1m前後上位に、比較的粗粒な軽石・スコリア凝灰岩 (通称“はいごま状”凝灰岩) の2段組からなる An50 (通称名: 二色タフ) が観察される。安野層の分布域において、An50 とともに広く分布する。測定試料の採取地点は、小櫃川支流猪の川沿いである (Fig. 3, B)。測定試料は、基底の黒色細粒スコリア凝灰岩直上の白色凝灰岩から採取した (Fig. 4)。

全粒子中の火山ガラス含有率が97%にも及ぶ典型的なガ

ラス質凝灰岩である。大部分を占める火山ガラスは軽石型を主とするが、扁平型もかなり含まれる。しかし形態の違いに関係なく、屈折率は $n=1.503\text{--}1.504$ の狭い範囲によく集中する。軽鉱物として斜長石を含む。重鉱物は微量で、不透明鉱物・斜方輝石・単斜輝石・緑色普通角閃石や極微量のジルコン・黒雲母を含む。

年代測定用に別途分離・抽出されたジルコン結晶は比較的豊富で、透明で桃色を呈する稜の鋭い均質な自形結晶からなる。そのため選別を加えることなくランダムに粒子を選んでマウントし測定を行った。

本測定試料では、2枚の測定用試料マウントを作成し、2つのバッチごとの測定を行った。その結果、2つの測定値はともに同じ中央値をもつ $3.9\pm 0.6\text{ Ma}$ および $3.9\pm 0.5\text{ Ma}$ となり、いずれも χ^2 検定に合格し、しかも 2σ 内で互いに一致する。したがって、これらを同一年代を示すとみなし、加重平均値 $3.9\pm 0.4\text{ Ma}$ を得た (Table 3)。

An73 (通称名: 三川谷タフ)

安野層の上部に挟在する。本鍵層の主体は、上部に波状葉理のみられる厚さ20 cm前後の細粒灰色凝灰岩であるが、その下位に挟在するゴマシオ状凝灰岩、スコリア凝灰岩、軽石・スコリア凝灰岩 (通称“はいごま状”凝灰岩)、軽石凝灰岩などの薄層の凝灰岩を含めた凝灰岩セットで識別される (Fig. 4)。安野層分布域に広く分布する。

測定試料の採取地点は、An85からAn65付近までの凝灰岩がほぼ連続的に露出する小櫃川支流笹川の枝沢であるみくた沢沿いである (Fig. 3, A; 千葉県立中央博物館, 1993)。測定試料は、厚さ21 cmの細粒灰色タフの下部 (基底から数cmから10 cm) で採取した (Fig. 4)。

火山ガラスの卓越するガラス質凝灰岩である。火山ガラスはやや厚めの扁平型だけでなく軽石型もほぼ等量含み、屈折率は大部分 $n=1.496\text{--}1.501$ に集中するが、 $n=1.502\text{--}1.504$ を示すものも少量含む。軽鉱物として斜長石・アルカリ長石・石英を含む。重鉱物は黒雲母が最も多く、不透明鉱物・緑色普通角閃石・斜方輝石を含むほかに、少量の単斜輝石・カミントン閃石・ジルコンを含む。

年代測定用に別途分離・抽出されたジルコン結晶は豊富で、ウラン濃度が高い特徴があり、透明で赤色を呈する非常に均質な鋭い稜をもつ自形結晶から構成される。そのためこれらをランダムに選んでマウントし測定を行った。

本測定試料では、2枚の測定用試料マウントを作成し、2つのバッチごとに測定を行った。2つの測定結果は $3.7\pm 0.3\text{ Ma}$ および $3.6\pm 0.3\text{ Ma}$ を示し、ともに χ^2 検定に合格するだけでなく、互いに 2σ 内で一致する。そのためこれらの測定値は同一年代を示すものとみなし、加重平均値 $3.7\pm 0.2\text{ Ma}$ を得た (Table 3)。

既存の放射性年代測定値との比較

すでに指摘しているように、安房層群上部の凝灰岩を対象にした放射年代値のこれまでの報告例は極めて限られている (千葉県立中央博物館, 1993, 1994; Takahashi et al., 1997)。しかも、1990年に出されたIUGSサブコミッションの勧告

(Hurford, 1990a, b)に従ったFT年代値は、皆無に等しい。一方、最近、凝灰岩中の角閃石や斜長石を用いたK-Ar年代測定も試みられ、いくつかの凝灰岩 (Am 40, Am 78, Ky 21, An 16) についての測定値が報告されている (ト部ほか, 1998)。また、天津層最下部のAm 4の黒雲母を対象としたK-Ar年代値が最近報告されている (Takahashi et al., 1999a)。これらの値と今回の測定値との値を比較したのが、Fig. 5である。なお、ト部ほか (1998)のAm 40, Am 78, Ky 21の角閃石のK-Ar測定値については、K濃度も高く測定値に信頼がおけるが、Am 40, Am 78, Ky 21の斜長石およびAn 16の角閃石と斜長石についてはK濃度が極端に低いため、測定値は信頼度が低く、あくまで参考値にしかならないとしている。そのためこの図では、Am 40, Am 78, Ky 21の角閃石の測定値のみ記入してある。またト部ほか (1998)では、測定された年代が年代ダイアグラム上に図示されているだけで、具体的な年代値 (数値) そのものは記述されていないことから、Fig. 5でも、具体的な年代値 (数値) は記入していない。この比較図から明らかなように、今回測定した凝灰岩のうち、Am 19, Am 61, Am 94, An 49, An 73は、今回初めて年代値を報告するものであり、Am 40, Am 78 (Ok tuff), Ky 21 (Ok tuff) については、既にいくつかの測定値の報告がある。今回測定した8凝灰岩については、測定値 (荷重平均値) と層序学上の上下関係が一致していることがまず指摘される。

先にKasuya (1987)によって、Am 40, Am 76, Am 78 (Ok tuff), Ky 21 (Hk tuff) についてのFT年代値が報告され、これらの値がこれまで安房層群上部のFT年代のほぼ唯一の測定値として使われてきた。これらの値と今回の値を比較すると、天津層中のAm 40やAm 78 (Ok tuff)の場合、今回の測定値が1 Maほど若い値を示す。また、清澄層中のKy 21 (Hk tuff)の測定値について比較した場合も、今回の測定値が0.5 Maほど若い値を示すことから、今回の値は、IUGSサブコミッションの勧告以前のKasuya (1987)の値より、10%前後系統的に若い値になっていることが指摘される。しかし、いずれも誤差 (1σ) の範囲では、互いに重なっている。

次に、ト部ほか (1998)によるAm 40, Am 78, Ky 21中の角閃石を対象にしたK-Ar年代値と比較した場合には、ト部ほか (1998)の値がやや古くでる傾向があるとはいえ、今回のFT年代測定値とかなりよく一致している。Kasuya (1987)のFT年代測定値も含めた三者で検討した場合には、Kasuya (1987)の値が最も古く出る傾向にあるが、誤差の範囲を含めた場合には、三者の間でいずれも互いに重なっている。Ky 21 (Hk tuff)については、上記の3者のほかに、岡田ほか (1991)によるK-Ar年代値、吉田 (1982)によるFT年代値があり、これらはいずれも三浦半島で得られたKy 21試料について測定したものである。前者の値は、Kasuya (1987)の値に比較的近いが、後者の値は、ほかの値より有意に若い値を示す。

このほか、天津層下部のAm 19のFT年代値は、Takahashi et al. (1999a)によるAm 4のK-Ar年代値とは

Fig. 5. Comparison between F.T. ages of tuffs in the upper part of the Awa Group dated in this paper and radiometric ages reported in the previous papers.

ほぼ同じ値を示すことが指摘される。

生層序年代との比較

安房層群上部の生層序年代は、浮遊性有孔虫化石群集の解析に基づいた尾田 (1975), Oda (1977) や石灰質ナンノ化石群集の解析に基づいた Honda (1981MS) などの研究によってその概要が明らかにされている。また、天津層下部以下の層準については、同じルートで異なる浮遊性微化石群集相互の層位学的関係が詳しく検討されるなど、最近精力的な解析が行われている (Takahashi et al., 1997, 1999b; 渡辺・高橋, 1997; 本山・高橋, 1997; 三田・高橋, 1998)。ここでは主に、浮遊性有孔虫化石群集と石灰質ナンノ化石群集に基づいた年代層序から予想される年代値と今回の FT 年代値との関係について比較検討を行う。

Fig. 6 は、安房層群上部の柱状図の横に、今回測定された FT 年代値および Takahashi et al. (1999a) による天津層最下部に挟在する Am 4 凝灰岩の K-Ar 年代値とこれまでに安房層群上部から報告されている浮遊性有孔虫化石と石灰質ナンノ化石の指標種についての情報 (初出現や消滅などの層準) を並べたものである。指標微化石に併記した年代値は、Berggren et al. (1995) および斎藤 (1999) に従った。両者を比較すると、安房層上部の An 73, An 49 の FT 年代値 (そ

れぞれ 3.7 ± 0.2 Ma, 3.9 ± 0.4 Ma) は、両者の間に有孔虫化石 *Pulleniatina* の殻の巻方向の左巻きから右巻きへの変換 (S → D; 3.95 Ma) があることから (尾田, 1975; Oda, 1977), 誤差の範囲ではよく一致している。一方、清澄層中部の Ky 21 (Hk tuff) の場合 (4.5 ± 0.2 Ma) は、有孔虫化石 *Globorotalia tumida tumida* の初出現 (5.6 Ma) が Ky 21 より上位の層準で報告されている (尾田, 1975; Oda, 1977) ことから、今回の値は 1 Ma 以上若い値となっており、誤差の範囲でも一致していない。

次に天津層上部の Am 94, Am 78 (Ok tuff), Am 61 の FT 年代値 (それぞれ, 5.2 ± 0.3 Ma, 5.7 ± 0.4 Ma, 6.3 ± 0.5 Ma) は、浮遊性有孔虫化石 *Pulleniatina primalis* の初出現 (尾田, 1975; Oda, 1977; 6.4 Ma) や石灰質ナンノ化石 *Discoaster berggrenii* の初出現 (Honda, 1981MS; 8.6 Ma) の値と比較した場合、やはり今回求めた FT 年代値が、有意に若い値を示している。次に天津層中部の Am 40 の FT 年代値 (8.5 ± 0.5 Ma) は、浮遊性有孔虫化石 *Globorotalia tumida plesiotumida* の初出現 (8.3 Ma) の層準に近い (尾田, 1975; Oda, 1977) ことから、両者は比較的よく一致している。一方、天津層下部の Am 19 の FT 年代値 (11.7 ± 0.3 Ma) は、石灰質ナンノ化石 *Catinaster coalitus* の初出現 (Honda, 1981MS; 10.8 Ma) と *Cyclicargolithus floridanus*

Fig. 6. Comparison between radiometric ages of tuffs in the upper part of the Awa Group dated in this paper and in Takahashi et al., 1999a, and biostratigraphic ages based on key biostratigraphic datums of planktonic foraminifers and calcareous nannofossils.

L.O. : last occurrence ; F.O. : first occurrence ; S : sinistral ; D : dextral ; NF : calcareous nannofossils ; PF : planktonic foraminifers.

の消滅（三田・高橋，1998；11.8 Ma）の層準の間にあることから，比較的良好一致している。

このように今回得られた FT 年代値と指標浮遊性微化石から得られる年代とを比較した場合，安野層上部と天津層中・下部の層準では比較的良好一致を示すが，清澄層中部と天津層上部の層準では，FT 年代値の方が相対的に若い年代を示すという結果が得られた。その原因については，現段階では不明である。今後，FT 年代の測定に適した試料をより多く見だし，信頼度と精度の高い FT 年代値をさらに増やして，放射年代値相互の関係についてのチェックを行いながら，高精度の放射年代値曲線を確立していく必要がある。

一方，安房層群上部における指標浮遊性微化石の年代値と実際の層準の間に，例えば石灰質ナンノ化石 *Discoaster berggrenii* の出現（8.6 Ma）と浮遊性有孔虫化石 *Globorotalia tumida plesiotumida* の出現（8.3 Ma）の層準が上下逆転しているなど，一部矛盾がみられるものもあることから，今後浮遊性微化石群集の層準的分布範囲，特にその初

出現層準について，再検討を加えていく必要があるのかもしれない。

特に天津層の場合，比較的粗い堆積物（砂質泥岩・泥質砂岩・不淘汰な凝灰質粗粒砂岩など）から成り，凝灰岩が上下に密集して産出する層準がいくつか挟在する（中嶋ほか，1981）。これらの層準の堆積物は，海流等の流れの影響を直接的・間接的にうけたために細粒堆積物が沈積しにくいという堆積環境下で形成された可能性が高く，堆積速度が非常に遅い洗い残的な堆積物の性質を示す（小池ほか，1956；徳橋，1997）。このような場合，試料の採取法（特に試料採取間隔），堆積物の特徴（粗粒であり，細粒堆積物が欠如すること），流れ等の作用を受けた堆積環境による影響等については，特に配慮する必要がある。また，さまざまなスケールの逆断層による繰り返しによって，見かけ上上位であっても，実際には下位の層準から試料を採取していたり，その逆の場合もあり得ることから，試料採取層準の凝灰岩鍵層との関係を常に注意深く検討しておく必要がある。一方，清澄層や安野層の場

合には、フリッシュ型砂泥互層を構成する泥岩にタービダイト起源のもの（タービダイト泥岩）と非タービダイト起源のもの（半遠洋性泥岩）の両方があることから（徳橋・八田，1982；徳橋，1997），その両者を区別して試料を採取することが重要である。

ま と め

極めて多数の凝灰岩が挟在するにもかかわらず、従来放射年代値の報告の少なかった房総半島中部の安房層群上部の3累層（下位より、天津層、清澄層、安野層）から、8つの凝灰岩を選定してジルコンを用いたFT年代測定を行った。その結果に基づいて、従来報告されている放射性年代値や指標浮遊性微化石の生層序学から得られる年代値との比較を行った。主な結論は次の通りである。

1) 8つの凝灰岩のFT年代値は以下の通りである。

Am 19 : 11.7 ± 0.3 Ma, Am 40 : 8.5 ± 0.5 Ma, Am 61 : 6.3 ± 0.5 Ma, Am 78 (Ok) : 5.7 ± 0.4 Ma, Am 94 : 5.2 ± 0.3 (以上, 天津層), Ky 21 : 4.5 ± 0.2 Ma (清澄層), An 49 : 3.9 ± 0.4 Ma, An 73 : 3.7 ± 0.2 Ma (以上, 安野層)。

これらの値は、1990年に出されたIUGSサブコミッションの勧告（Hurford, 1990a, b）に従った安房層群上部に属する凝灰岩についての、初めてのFT年代値である。

2) 今回得られたFT年代値とこれまでの放射年代値とを比較した場合、従来のFT年代値よりは相対的に若い年代値が得られたが、極く最近報告されたK-Ar年代値とは、よい一致を示す。

3) 浮遊性微化石の生層序学に基づく年代値と比較した場合、天津層中・下部と安野層の凝灰岩のFT年代値とは、比較的良好一致がみられるが、天津層上部及び清澄層の凝灰岩の場合には、FT年代値の方が相対的に若い年代を示して不一致がみられ、その原因については、今後の課題として残された。

謝 辞

本論文をまとめるにあたり、新潟大学積雪地域災害研究センターのト部厚志、日本天然ガス（株）鉱業部の三田 勲、地質調査所資源エネルギー地質部の高橋雅紀の各氏には、資料の参照等でご協力いただくとともに、各種の有益な助言をいただいた。また、2名の査読者と担当編集委員の方には、論文の完成度を高めるうえで非常に重要な指摘を多数いただいた。最後に、これらの方々に厚くお礼を申し上げたい。

文 献

- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C.C. III, and Aubry, M.P., 1995, A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *SEPM Special Publ.*, no.54, 129-212.
千葉県立中央博物館, 1993, 三浦層群中部鍵層集 I (1992 年版). 千葉県立中央博物館地質資料, 124p.
千葉県立中央博物館, 1994, 三浦層群中部鍵層集 II (1993 年版). 千葉県立中央博物館地質資料, 82 p.
檀原 徹, 1991, RIMS による屈折率測定とその応用. 月刊地球, **13**, 193-200.
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.
Danhara, T., Iwano, H., Kasuya, M. and Yamashita, T., 1993, The PFA sheet: an improved mounting material for fission track analysis of zircon. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, **21**, 283-285.
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.
Danhara, T., Yamashita, T., Iwano, H. and Kasuya, M., 1992, An improved system for measuring refractive index using the thermal immersion method. *Quatern. Intern.*, **13/14**, 89-91.
鴈澤好博, 1985, フィッション・トラック年代測定におけるエッチングの異方的効果について. 地球科学, **39**, 195-209.
Galbraith, R.F., 1981, On statistical models for fission track counts. *Math. Geol.*, **13**, 471-478.
Gleadow, A. J.W., 1981, Fission track dating methods: what are the real alternative? *Nucl. Tracks*, **5**, 3-14.
Honda, N., 1981, MS, Upper Cenozoic calcareous nannofossil biostratigraphy of the Pacific side of Japan. *Ph.D. dissertation, Tohoku Univ.*, 110p.
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 Sciences Subcommittee on Geochronology recommendation for the standardization of fission track dating calibration and data reporting. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, **17**, 233-236.
岩野英樹・檀原 徹, 1997, 高品位モニターを用いたフィッション・トラック年代測定システムのゼータ校正とシステム間比較. フィッション・トラックニュースレター, no.10, 11-20.
鎌田浩毅・檀原 徹・林田 明・星住英夫・山下 透, 1994a, 中部九州の今市火砕流堆積物と類似堆積物の対比及び噴出源の推定. 地質雑, **100**, 279-291.
鎌田浩毅・檀原 徹・山下 透・星住英夫・林田 明・竹村恵二, 1994b, 大阪層群アズキ火山灰および上総層群 Ku6c 火山灰と中部九州の今市火砕流堆積物との対比—猪牟田カルデラから噴出した co-ignimbrite ash—. 地質雑, **100**, 848-866.
Kasuya, M., 1987, Comparative study of Miocene fission-track chronology and magneto-biochronology. *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, **58**, 93-106.
Kimura, K., 1974, Magnetic stratigraphy of late Cenozoic sedimentary sections in the Boso Peninsula, Niigata area, and Oga Peninsula, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **80**, 579-592.
小池 清・成瀬 洋・佐藤任弘, 1956, あらいのこり礫岩の例—いわゆる礫性堆積物の成因について—. 堆積学研究, no.14, 10-13.
Miller, D.S., Eby, N., McCorkell, R., Rosenberg, P.E. and Suzuki, M., 1990, Results of interlaboratory comparison of fission track ages for 1988 fission track workshop. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, **17**, 237-245.
Miller, D.S., Crowley, K.D., Dokka, R.K., Galbraith, R.F., Kowallis, B.J., and Naeser, C.W., 1993, Results of interlaboratory comparison of fission track ages for the 1992 fission track workshop. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, **21**, 565-573.
三田 勲・高橋雅紀, 1998, 房総半島, 中部中新統木の根層および天津層の石灰質ナンノ化石層序. 地質雑, **104**, 877-890.
三梨 昂・矢崎清貴, 1958, 火砕鍵層による房総・三浦両半島の新生代層の対比 (第1報). 石油技協, **23**, 16-22.
本山 功・高橋雅紀, 1997, 房総半島, 中部中新統木の根層及び天津層の放散虫化石層序. 石油技協, **62**, 226-228.
中川久夫・新妻信明・早坂 功, 1969, 房総半島新生代地磁気編年. 地質雑, **75**, 267-281.
中嶋輝允・牧本 博・平山次郎・徳橋秀一, 1981, 鴨川地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 107p.
新妻信明, 1976, 房総半島における古地磁気層位学. 地質雑, **82**, 163-181.
尾田太良, 1975, 浮遊性有孔虫化石からみた房総半島上部新生界の古

- 地磁気記録の時代的解釈. 地質雑, **81**, 645-647.
- Oda, M., 1977, Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Late Cenozoic sedimentary sequence, central Honshu, Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, **48**, 1-72.
- 岡田尚武・斎藤和男・金子 満, 1991, 三浦層群の石灰質ナノプランクトンと凝灰岩鍵層の K-Ar 年代. 月刊地球, **13**, 20-23.
- 斎藤常正, 1999, 最近の古地磁気層序の改訂と日本の標準微化石層序. 石油技協, **64**, 2-15.
- Sumii, T., Tagami, T. and Nishimura, S., 1987, Anisotropic etching character of spontaneous fission tracks in zircon. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, **13**, 275-277.
- 鈴木達郎, 1980, 男鹿半島第三紀火山岩類に関する fission track 年代. 地質雑, **86**, 441-453.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂, 1990, 那古地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 48p.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・遠藤 毅・奈須紀幸ほか, 1995, 10 万分の 1 東京湾とその周辺地域の地質 (第 2 版) 説明書. 特殊地質図 (20), 地質調査所, 109p.
- Suzuki, T. and Tomura, K., 1990, Neutron dosimetry for fission track dating at irradiation facilities of a TRIGA type reactor. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, **16**, 223-226.
- Takahashi, M. and Danhara, T., 1997, Fission track age of Miocene Kn-3 tuff in central Japan: Towards better age-control on magneto-biostratigraphic time scale. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, **49**, 89-99.
- Takahashi, M., Mita, I. and Okada, T., 1999a, K-Ar age of the Am-4 Tuff related to the CN5a/CN5b boundary on the Miocene marine sequence in the Boso Peninsula, central Japan. *Jour. Japan. Assoc. Petrol. Technol.*, **64**, 282-287.
- Takahashi, M., Mita, I., Watanabe, M. and Motoyama, I., 1999b, Integrated stratigraphy of the Middle Miocene marine sequence in the Boso Peninsula, central Japan: a review. *Bull. Geol. Sur. of Japan*, **50**, 225-243.
- Takahashi, M., Oda, M. and Uchida, E., 1997, Preliminary results and potential for integrated stratigraphy of the volcano-sedimentary sequence in the Boso Peninsula, central Japan. *In* Montanari, A., Odin, G.S. and Coccioni, R., eds., *Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach*, Chap. 10, 575-579.
- 徳橋秀一, 1976a, 清澄層 Hk 層準フリッシュ型砂泥互層の堆積学的研究 (その 1) - 砂泥互層の層厚・岩相変化と砂岩層の形態 -. 地質雑, **82**, 729-738.
- 徳橋秀一, 1976b, 清澄層 Hk 層準フリッシュ型砂泥互層の堆積学的研究 (その 2) - 砂岩層の堆積構造と堆積環境 -. 地質雑, **82**, 757-764.
- Tokuhashi, S., 1979, Three dimensional analysis of a large sandy-flysch body, Mio-Pliocene Kiyosumi Formation, Boso Peninsula, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral.*, **46**, 1-60.
- 徳橋秀一, 1997, 清澄山系の地質 (第 2 章第 4 節). 千葉県自然誌, 本編 2, 千葉県の大地 (千葉県史 41), 163-200.
- 徳橋秀一・岩脇丈夫, 1975, フリッシュ型砂泥互層の面的単層解析. 地球科学, **29**, 262-274.
- 徳橋秀一・八田明夫, 1982, フリッシュ型砂泥互層のタイプと堆積環境. 地質ニュース, no.334, 42-50.
- ト部厚志, 1992, 三浦・房総半島の三浦層群における火砕鍵層対比重鉱物組成と化学組成による再検討. 地質雑, **98**, 415-434.
- ト部厚志・大木淳一・吉久順子・須江由佳里, 1998, 房総半島中新統天津層の凝灰岩層と K-Ar 年代. 日本地質学会第 105 年学術大会 (信州大学) 演旨, 30.
- Watanabe, K., 1988, Etching characteristics of fission tracks in Plio-Pleistocene zircon. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, **15**, 171-174.
- 渡辺真人・檀原 徹, 1996, 房総半島上総層群のフィッシュン・トラック年代. 地質雑, **102**, 545-556.
- 渡辺真人・高橋雅紀, 1997, 房総半島, 中部中新統木の根層及び天津層の珪藻虫化石層序. 石油技協, **62**, 216-225.
- 吉川周作, 1976, 大阪層群の火山灰について. 地質雑, **82**, 497-515.
- 吉田彰二, 1982, 南部フォッサマグナの新生代テクトニクスー三浦・大磯地域の古地磁気と F.T. 年代. *NOM*, no.9, 33-39.

(要 旨)

徳橋秀一・檀原 徹・岩野英樹, 2000, 房総半島安房層群上部の 8 凝灰岩のフィッシュン・トラック年代. 地質雑, **106**, 560-573. (Tokuhashi, S., Danhara, T. and Iwano, H., 2000, Fission track ages of eight tuffs in the upper part of the Awa Group, Boso Peninsula, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **106**, 560-573.)

房総半島中部に分布する安房層群上部の 3 累層 (下位より, 天津層, 清澄層, 安野層) から, 8 つの凝灰岩を選んで FT 年代測定を行った.

- 1) その結果, Am 19: 11.7 ± 0.3 Ma, Am 40: 8.5 ± 0.5 Ma, Am 61: 6.3 ± 0.5 Ma, Am 78 (Ok tuff): 5.7 ± 0.4 Ma, Am 94: 5.2 ± 0.3 Ma (以上, 天津層), Ky 21 (Hk tuff): 4.5 ± 0.2 Ma (清澄層), An 49: 3.9 ± 0.4 Ma, An 73: 3.7 ± 0.2 Ma (以上, 安野層) の値を得た. これらの値は, 1990 年に出された IUGS サブコミッションの勧告に従った, 安房層群上部に属する凝灰岩についての初めての年代値である.
- 2) 今回得られた年代値とこれまでの放射年代値とを比較した場合, 従来の FT 年代値よりはやや若い値を示すが, 極く最近報告された K-Ar 年代値とはよい一致を示す.
- 3) 浮遊性微化石の生層序年代値と比較した場合, 天津層中・下部と安野層の場合は比較的よい一致がみられるが, 天津層上部および清澄層の凝灰岩の場合には, FT 年代値の方が有意に若い年代を示す. 不一致の原因は今後の課題である.