

原著論文

南部フォッサマグナの足柄層群に含まれるトータル岩礫のK-Ar年代

佐藤興平

気象庁 気象大学校

〒277-0852 千葉県柏市旭町7-4-81

要旨: 丹沢山地と箱根火山の境界部には第四紀の粗粒碎屑物からなる足柄層群が分布する。丹沢層群起源とみられる火山岩類の礫は広くみられるが、丹沢深成岩体起源とみられる多量のトータル岩礫は最上部の塩沢層になってから出現する。このトータル岩礫の黒雲母につき予察的なK-Ar年代測定を行い、 4.8 ± 0.3 Maを得た。この年代は、道志川南東に露出する丹沢岩体主要部の黒雲母が示すK-Ar年代 (5.1-4.6 Ma) と誤差の範囲で一致するが、岩体西部の石割山付近の黒雲母年代 (8-7 Ma) とは明瞭に異なる。この結果は、検討した礫が丹沢岩体主要部からもたらされたことを裏付けるとともに、塩沢層の堆積した前期更新世末-中期更新世初期になって丹沢岩体主要部が地表に広く出現して塩沢層に礫を供給し始めたことを示唆する。

キーワード: フォッサマグナ, 丹沢山地, 神縄断層, 足柄層群, 塩沢層, 礫岩, トータル岩礫, 隆起冷却史, 黒雲母K-Ar年代。

K-Ar biotite age of a tonalite cobble from the Shiozawa Formation
of the Ashigara Group in the southern Fossa Magna region, central Japan

SATO Kohei

Meteorological College, Japan Meteorological Agency

Asahi 7-4-81, Kashiwa, Chiba 277-0852, Japan

Abstract: The Quaternary Ashigara Group is distributed in an area between the Tanzawa Mountains and Hakone volcano. This area is thought to be situated in a northern margin of the Philippine Sea plate. The Ashigara Group consists of coarse-grained sedimentary materials derived mainly from the Tanzawa area. Preliminary K-Ar age dating for biotite in a tonalite cobble from the Shiozawa Formation, the uppermost conglomerate unit, yielded 4.8 ± 0.3 Ma. This age coincides with the K-Ar biotite ages for the major part of the Tanzawa tonalitic pluton (5.1-4.6 Ma), but it is clearly different from the age data for the western part of the pluton around Mount Ishiwari (8-7 Ma). These results suggest that the major part of the Tanzawa pluton emerged on the surface with in a source region of the Shiozawa Formation in the late Early Pleistocene to early Middle Pleistocene time.

Key Words: Fossa Magna, Tanzawa, Kannawa Fault, Ashigara Group, Shiozawa Formation, conglomerate, tonalite cobble, uplift and cooling history, K-Ar biotite age.

1. はじめに

丹沢山地と箱根火山との間には、更新世の足柄層群が分布する。固結が進み急角度で傾斜するこの地層の年代は、かつて中新世-鮮新世と考えられたこともあるが(例えば、Otuka, 1931; Kuno, 1951; Seki *et al.*, 1969), 古生物学的な研究が進み(松島, 1982; Huchon and Kitazato, 1984; 長谷川ほか, 1986; 岡田, 1987), 1980年代には更新世の地層と見なされるようになった(註1)。この地層の北端部は神縄衝上断層を介して中新世の丹沢層群と接しており、神縄断

層は活断層とされている(杉村, 1972; 町田ほか, 1975; 活断層研究会, 1991)。

フィリピン海プレートの北限は、西南日本沖の南海トラフから相模湾海底の相模トラフに続くと考えられるが、両者を繋ぐ陸上のプレート境界として、杉村(1972)は神縄断層を含む田子ノ浦・酒匂川線を挙げた(註2)。杉村(1972)の指摘後、足柄層群も伊豆と本州弧の衝突という視点から研究されるようになった。すなわち、フィリピン海プレートに乗って南方から移動してきた伊豆地塊前面のトラフを埋めて足柄層群が堆積し、これが引き続き変形して陸続き

の伊豆半島ができた後も、プレート収束運動を解消する逆断層として神縄断層が活動を続けている、とみられるようになったのである。こうして神縄断層と足柄層群は、島弧の衝突現象を記録した証拠として、地殻変動が活発な南部フォッサマグナ地域の中でも特に注目を集めることとなり、1980年代には数多くの研究が行われた(例えば、Imanaga, 1999とその引用文献)。筆者らもこの研究の一端に関わり、丹沢・足柄両層群にまたがる変成分帯(Seki *et al.*, 1969)に着目して、丹沢岩体(註3)の冷却史と丹沢山地の変成作用について論じたことがある(佐藤ほか, 1990)。

南部フォッサマグナ地域の研究から離れて20年余りの年月が経過した。古い資料を整理する中で、部分的であり公表の意義も高くないとして当時は論文にはしなかった予察的なデータも、今後の研究の素材として記録に残しておくべきではないかと考えるようになった(例えば、佐藤, 2009, 2012)。そのようなデータの中から今回は足柄層群に含まれるトータル岩礫の年代について報告し、関連する課題について若干の考察を試みたい。

2. 足柄層群

南部フォッサマグナ地域における足柄層群の位置を図1に、足柄層群周辺の地質を図2に示した。神縄断層をフィリピン海プレート北縁の断層とするなら(註2)、足柄層群はフィリピン海プレート最北端の表層地質体ということになる。足柄層群は酒匂川上流の山北から小山にかけての東西約15km、南北約8kmの範囲に分布する。北縁は神縄断層に切られ、南側は箱根火山の噴出物に被われる(図2)。山北以西の主要部は、北西に傾斜する背斜軸をもつ褶曲構造の南西翼にあたっており、北北東方向の走向をもち西に30-70度で傾斜する単斜構造を示すため、西側に上位の地層が露出する(例えば、今永, 1999)。分布の西縁は約8万年前の後期更新世の河成堆積物とみられる駿河礫層(松島・今永, 1968; 町田ほか, 1975)により不整合に被われるため上限は不明であり、東端部は河川堆積物などに被われて露出を欠くため足柄層群の下限や基盤の地質は確認されていない。

足柄層群は礫岩・砂岩・泥岩からなり各所に火山岩が挟まれるが、岩相の特徴に基づき下位から上位へ日向(根石)・瀬戸・畑・塩沢の4層に分けて記述されることが多い(図2)。これらの4層は整合に重なる一連の堆積物と考えられ(例えば、今永, 1999)、それぞれの厚さを単純に積算すると4850mを超えるという。堆積環境については、泥岩を主とする最下部の日向層は水深1000-2000mの深海平坦面の堆積物と推定されるのに対し、礫岩を主とする最上部の塩沢層は浅海から潮間帯さらには陸域の扇状地の堆積物と推定され(例えば、松島, 1982; Huchon and Kitazato, 1984; 今永, 1999)、足柄層群の堆積場が次第に浅海化し堆積物も粗粒化していった経過がうかがわれる。

足柄層群に含まれる礫種にも時間変化が認められる(図3, 102頁)。すなわち、丹沢層群起源とみられる緑色の変質火山岩類はどの地層にも見られるが、丹沢岩体やその近傍の結晶片岩に似るトータル岩礫や変成岩礫は、畑層以下の地層にはほとんど見られないにもかかわらず、最上位の塩沢層になると急激に増大する(今永, 1999)。このことは、足柄層群堆積の末期になって碎屑物の供給源に丹沢岩体や変成岩が広く出現し始めたことを示唆する。一方、粘板岩やチャートなど関東山地起源の可能性が高い礫も、わずかであるが瀬戸層や畑層に見出され(今永, 1999)、関東山地あるいは関東山地起源の碎屑物からなる地層から足柄層群が堆積した海まで粗粒碎屑物を運搬できる河川系が存在したと考えられる。

足柄層群に挟まれる火山岩は安山岩-デイサイト質の溶岩や火砕岩層であるが、同源とみられる岩床や岩脈も見出され、堆積場かその近傍で火山活動が続いていたと推定される(図3)。日向層から畑層までの地層中の溶岩や岩床や岩脈について全岩K-Ar年代の測定が試みられ、2-1Maの年

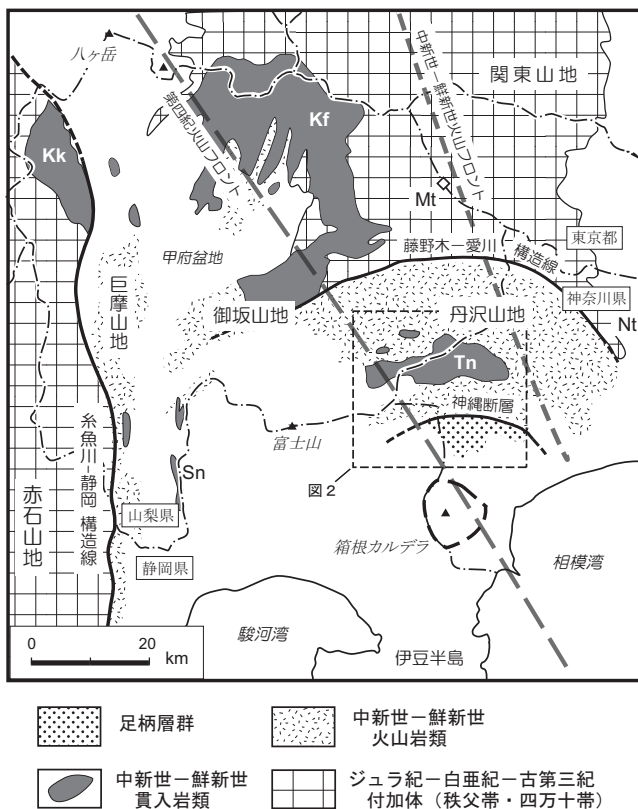


図1. 南部フォッサマグナ地域の地質の概略と足柄層群の位置。

地質調査所(1992)や佐藤ほか(1992)を簡略化。火山フロントは(佐藤, 2011, 2012; 佐藤・石原, 2011)を踏襲。中新世-鮮新世火山フロントは、時代の判明している中期中新世-鮮新世貫入岩体の分布の東縁を示す(佐藤, 2004, 2005, 2009, 2011; 佐藤・由井, 2008)。貫入岩体は北西から南東へ、Kk: 甲斐駒ヶ岳、Kf: 甲府、Mt: 三頭山、Tn: 丹沢、Sn: 佐野川。三頭山岩体は小規模なので菱形で位置を示す(佐藤, 2011)。Ntは中津層群の分布地。▲は第四紀火山。

3. 年代測定の見直しと結果

ここで報告するトータル岩礫は、酒匂川上流の鮎沢川右岸を通る東名高速道路脇で塩沢層の礫岩を採掘する採石場で、1986年1月に採取したものである(図2)。この採取地点は上述のSekii *et al.* (1969) の沸石相Zone IIの外側(南側)に位置しており、塩沢層堆積後の変質作用は比較的弱かったと考えられる。また、この採石場は鮎沢川左岸の透間集落の700mほど東にあり、北西約1kmのパラステゴドン象の化石発見地点(長谷川ほか、1986)に比べ層序的にはいくぶん下位にあたる。当時この採石場に露出していた礫岩層は、径10-30cmのトータル岩の円礫-垂円礫を主とし緑色の火山岩礫も含む礫岩からなり、一部に砂層が挟まれていた。典型的な礫の外観は丹沢岩体の主岩相である畦が丸型(滝田、1974)に似ており、帯磁率を測定した10×25cm位のトータル岩礫は $22 \times 10^{-3} \text{SI}$ を示した(註5)。礫の基質は花崗岩質な白色粗粒の砂岩で、礫岩としての固結度は低く、礫と基質を比較的容易に分離することができた。角礫は見

られず、淘汰のよくない円礫-垂円礫が密雑した産状からは、扇状地の様な堆積環境が想像された。

この採石場から典型的とみられる試料を3個採取し、鏡下の観察で最も新鮮な1試料のみを年代測定の対象とした。これは丹沢岩体については新鮮な試料を厳選した上で年代測定を行ったので(佐藤ほか、1986)、その結果と比較し易くするためであった。測定に供した試料は径約30cmの円礫から割り採ったもので、片状構造の認められない塊状緻密な中粒の角閃石-黒雲母トータル岩である。年代測定の対象とした黒雲母は、主に0.5-3mmの半自形結晶として産し、一部は角閃石と連晶をなし、しばしば0.1-0.5mmの磁鉄鉱を含む。いくぶん緑泥石化しているが、その割合は10%程度かそれ以下とみられる。斜長石は累帯構造の明瞭な1-3mm程度の自形で、変質はごく微弱である。

測定試料の調製法はこれまでの報告と同様で(例えば、佐藤、2009, 2011, 2012)、上記のトータル岩試料からアイソダイナミック・セパレーターと重液を用いて黒雲母を分離・濃集し、60-80メッシュの最終精製物を年代測定に供した。

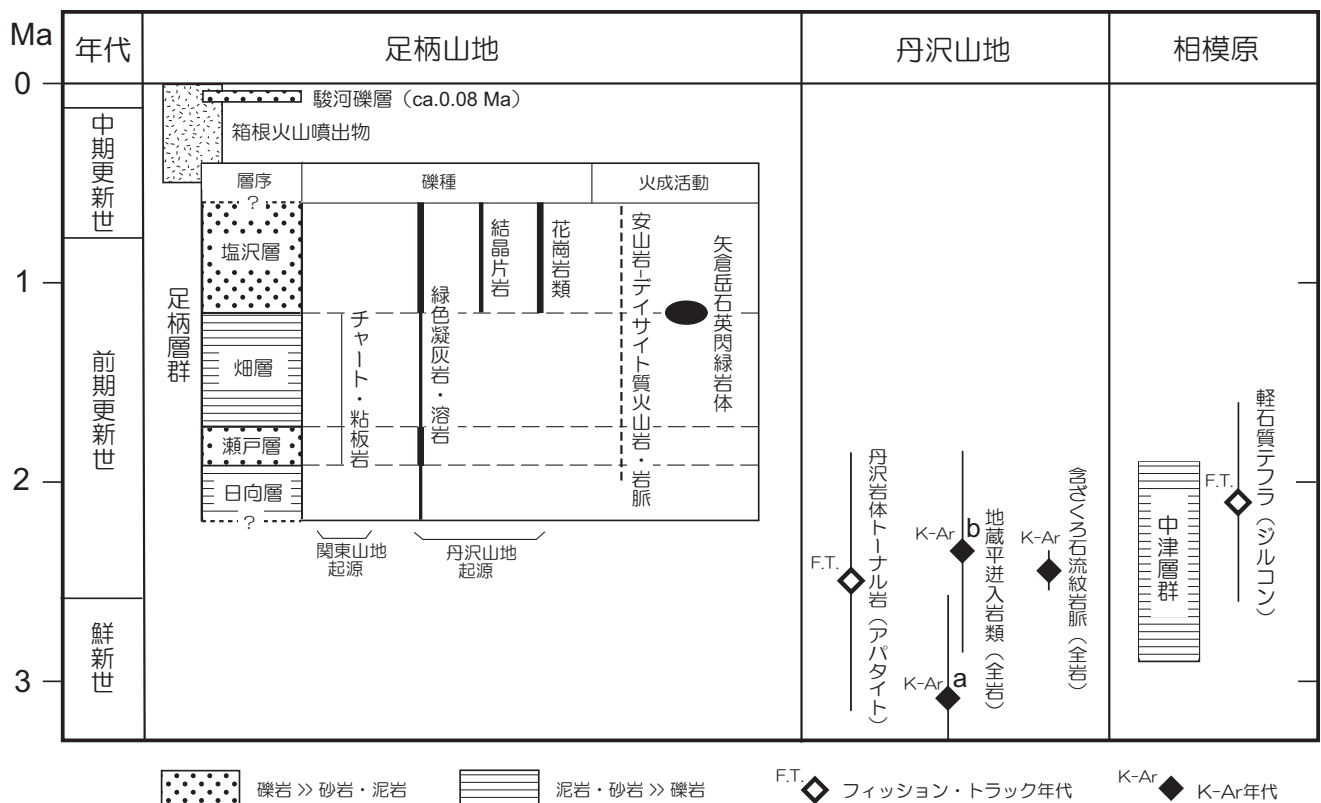


図3. 足柄層群とその周辺地域の年代データの対比。

足柄山地については今永(1999)とImanaga(1999)を参照。丹沢山地については、地蔵平進入岩類の石英斑岩(a)の $3.08 \pm 0.52 \text{ Ma}$ と角閃ひん岩(b)の $2.36 \pm 0.49 \text{ Ma}$ (それぞれ2回測定の前平均、今永・山下、1999)、および含ざくろ石流紋岩脈の $2.45 \pm 0.09 \text{ Ma}$ (有馬ほか、1990)の全岩K-Ar年代に加え、丹沢岩体のトータル岩のアパタイトについて得られたフィッション・トラック年代($2.54 \pm 0.66 \text{ Ma}$; 佐藤ほか、1990)も示した。相模原地域の中津層群の年代は、野田ほか(1999)に記述された $2.9-1.9 \text{ Ma}$ (斎藤、1988)に基づく。地蔵平進入岩類や含ざくろ石流紋岩脈として痕跡が残る丹沢山地の火山活動による噴出物は、足柄層群よりもむしろこれら貫入岩体の東北東約30kmに分布する中津層群中に残されている可能性が高いことが分かる。中津層群は泥岩や砂岩や礫岩からなり、5層に分けられるが(Ito, 1985; 野田ほか、1999)、この図では詳細を略してある。上部層に挟まれる軽石質テフラのジルコンについて $2.1 \pm 0.5 \text{ Ma}$ のフィッション・トラック年代が得られ(野田・奥村、2002)、そのいくぶん下位の軽石質テフラからは丹沢山地の流紋岩脈に含まれるざくろ石と似た化学組成をもつざくろ石が見出された(野田ほか、1999)。

表1. 足柄層群塩沢層トータル岩礫のK-Ar年代.

Table 1. K-Ar age of a tonalite cobble from the Shiozawa conglomerate formation within the upper Ashigara Group in the southern Fossa Magna region, central Japan.

Sample No.	Locality	Rock (Dated material)	$^{40}\text{Ar}^*$ ($\text{scc/g} \times 10^{-5}$)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	K (%)	Age (Ma)
86012011	Quarry near Sukima	Tonalite	0.113	30.3	6.04	4.8±0.3
		(Biotite)	0.109	22.0	6.05	4.6±0.5

 $\lambda_{\beta}=4.962 \times 10^{-10}/\text{y}$, $\lambda_{\epsilon}=0.581 \times 10^{-10}/\text{y}$, $^{40}\text{K}/\text{K}=0.01167$ atom % (Steiger and Jäger, 1977), $^{40}\text{Ar}^*$: radiogenic Ar

Analyst: M. Siragusa, Teledyne Isotopes.

測定は1986年にTeledyne Isotopes社に委託して実施した。結果や年代計算に用いた定数は表1にまとめて示してある。

今回トータル岩礫の黒雲母について得られた 4.8 ± 0.3 Maの年代は、以前筆者ら(佐藤ほか, 1986)が求めた丹沢岩体主要部の黒雲母年代(5.1-4.6Ma)と誤差の範囲で一致する。

4. 考察：足柄層群からみた丹沢山地の隆起・削剥の歴史

1) トータル岩礫の年代

今回検討したトータル岩礫は、北方に広く露出する丹沢岩体主要部の岩相と良く似ており、黒雲母年代の一致も合わせ考えて、この礫が丹沢岩体からもたらされた結論しても異論はないであろう。これは一見当然の結論のようにも思えるのであるが、厳密に考えると、礫の年代と現在露出する供給源の岩体の年代は必ずしも一致するわけではない。黒雲母のK-Ar年代はこれを含む岩石が黒雲母の閉鎖温度である約 300°C まで冷却した時の年代を記録している(例えば、佐藤ほか, 1989; 兼岡, 1998)。一般に貫入岩体の浅部は深部に比べて先に冷えるであろうから、岩体の上部は深部に比べて古い年代を記録するはずである。塩沢層が約1Maに堆積したとすると、およそ100万年前に地表に露出して礫を供給していた丹沢岩体は現在地表で見られる岩体よりも古い年代を記録していた可能性もある。実は1986年当時、そのような冷却史が検出されるかも知れないと考えて礫の年代を予察的に調べてみたのであった。期待とは異なって、約100万年前の丹沢山地に露出していた丹沢岩体と現在地表で見られる岩体の黒雲母年代に測定誤差を超えるような違いは見出されず、両者は5Maの頃ほぼ同時期に黒雲母の閉鎖温度にまで冷えていたことが明らかとなったわけである。当時の地表と現在の地表との間にどのくらいの高度差があったかは分からないが、現在の地表に露出している岩体内の離れた3地点の黒雲母がほぼ等しい年代を記録しているということは(佐藤ほか, 1986)、岩体の場所にはよらない様な冷却史の反映なのであろう。

ところが、この点で注目されるのは、丹沢岩体西部の石割山付近では、道志川南東の岩体主要部に記録されている約5Maより明瞭に古い8-7Maの黒雲母年代が見出されるこ

とである。河野・植田(1966)は、採取地点の詳細は不明であるが、石割山付近の試料の黒雲母について7.8MaのK-Ar年代(再計算値)を報告しており、筆者も未公表データではあるが岩体北縁部で7.4Maの黒雲母年代を得ている(図2)。石割山付近は現在は酒匂川の集水域外にあるが、もし1Ma頃の足柄地域に碎屑物を供給した河川系に丹沢岩体西部が含まれていたとすれば、塩沢層には8-7Ma程度の黒雲母年代をもつ礫も含まれているはずである。もし全く含まれていないとすれば(その証明は難しいが)、丹沢山塊と石割山の山塊は100万年も前から別の水系に所属していたことになるだろう。今回はたったひとつの礫を調べただけなので、このような議論は可能性の指摘にとどめるしかないが、将来年代測定が簡単にできるようになれば、多数の礫の検討から河川系の変遷やそれを規定したであろう地殻変動についての手掛かりが得られるかも知れない。

既に述べたように、佐藤ほか(1990)は、黒雲母よりもさらに閉鎖温度の低いアパタイトのフィッシュン・トラック年代を基に、丹沢岩体から足柄層群に至る地域の変成作用の時空分布について考察を試みた。 100°C 程度というアパタイトの低い閉鎖温度は、この鉱物の初生的な年代記録が2次的な熱的影響を受けやすいことも意味する。例えば、Seki *et al.* (1969)の沸石相Zone IIにあたる塩沢層北端部は 100°C を超えたとみられるので(佐藤ほか, 1990)、この地点のアパタイトは塩沢層の熱水変質の時代を記録しているかも知れない。熱水の循環が断層などの断裂系に規制されていたとしたら、足柄山地のような活構造地域の変動史の解析に、アパタイトの年代学が何らかの手掛かりを与える可能性も考えられよう。

2) 丹沢山地の火山活動とその痕跡

丹沢岩体南縁部の地蔵平付近には、丹沢岩体の角礫を含む石英斑岩とこれを貫く角閃ひん岩からなる浅所貫入岩体がある(図2のJz)。これは地蔵平侵入岩類と呼ばれ、かつての火山体の下部が露出しているものと考えられる(松田, 1966)。この岩体も丹沢岩体の隆起削剥の歴史解明に何らかの手掛かりを与えるのではないかと期待して1986年当時予察の対象としたが、得られた2Ma位の年代値には大きな

誤差が含まれるので公表を控えるという経緯があった。その後、今永・山下 (1999) が石英斑岩について $3.08 \pm 0.52 \text{Ma}$ 、角閃ひん岩について $2.36 \pm 0.49 \text{Ma}$ (いずれも2回の測定値の平均) の全岩K-Ar年代を報告して (図3)、貫入時期がほぼ確定した。誤差を考えると2つの年代値に有意の差があるとは言いきれないが、その前後関係は野外で観察される貫入関係と調和的である。松田 (1991) は地蔵平進入岩類の上に想定される火山体を地蔵平火山と呼んだ。地蔵平火山の噴出物は足柄層群に含まれているだろうか。今永 (1999) は2Maの少し前に丹沢地塊の南側からフィリピン海プレートの沈み込みが始まり、この時から足柄層群の堆積が開始されたと考えた (図3)。一方、地蔵平の東北東約30km付近には後期鮮新世-前期更新世の2.9-1.9Maの頃に堆積したとされる中津層群が分布する (図1のNt)。これらの時間関係を示す図3からは、地蔵平火山の噴出物が足柄層群に含まれる可能性は低く、むしろ中津層群に残されている可能性が高いと思われる (註6)。

図2には示していないが、地蔵平進入岩類の東側には丹沢層群を貫く含ざくろ石流紋岩の岩脈が知られており (有馬ほか, 1990)、これについても $2.45 \pm 0.09 \text{Ma}$ の全岩K-Ar年代が得られたという (図3)。一方、丹沢山地東方の相模川河岸に露出する中津層群には多数のテフラが挟まれており、その一部からざくろ石を含む珪長質なテフラが見出され (野田ほか, 1999)、いくぶんか上位の軽石質テフラに含まれるジルコンについて $2.1 \pm 0.5 \text{Ma}$ のフィッシュン・トラック年代が得られた (野田・奥村, 2002)。野田ほか (1999) は、テフラに含まれるざくろ石の化学組成や斑晶鉱物の組み合わせは、上記の流紋岩脈のそれらと完全には一致しないことを強調している。しかし、ざくろ石の化学組成はFe-Mn-(Mg+Ca) 三角ダイヤグラム上でデータ点が重なるほど良く似ている。斑晶鉱物の組み合わせも、テフラに含まれる角閃石と磁鉄鉱が流紋岩脈には欠落しているとされるが、斜長石・石英・黒雲母・チタン鉄鉱およびざくろ石は両者に共通の斑晶鉱物であり、むしろ類似性が高いとも言えよう。ざくろ石を含むテフラには結晶片岩や花崗岩質岩の岩片 (0.4-2.6mm) も含まれ、岩片の大きさからも給源が近いことが示唆される (河尻, 2005; 河尻・久保田, 2006)。角閃石や磁鉄鉱はこれらの変成岩や花崗岩類からもたらされた可能性もあるだろう。含ざくろ石テフラそのものの年代は求められていないが、いくぶん上位のテフラが示す年代 $2.1 \pm 0.5 \text{Ma}$ と岩脈の年代 $2.5 \pm 0.1 \text{Ma}$ に有意の差があるとも言えない。丹沢山地の火成岩体にざくろ石を含む例は他に知られていないことも合わせ考えると、含ざくろ石流紋岩脈を形成したマグマの噴出相がテフラとして中津層群に保存されていると考えるのが自然ではないだろうか。中津層群の含ざくろ石テフラに似たテフラは、東京都江東区の地下や千葉県銚子の同時期の地層からも発見され、それらも丹沢山地からもたらされたと推定された (田村ほか, 2010)。

ところで、地蔵平火山などの噴出物が足柄層群に挟まれる可能性は低いと考えられるが、火山体を構成していた岩石が碎屑物として足柄層群に加わった可能性は、もちろん極めて高い。足柄層群の礫を詳しく調べることによって、検証は可能であろう。足柄層群の礫種の時間変化から (図3)、丹沢岩体が地表に広く出現したのは塩沢層堆積期になってからだと推定されるのは既述の通りである。今永 (1999) によれば、塩沢層の堆積開始は1.3Maと推定されるという。これらが正しいとすると、地蔵平火山の活動期にはまだ丹沢岩体の主要部は地表に出現しておらず、火山体の基盤としては丹沢層群が露出していたのであろう。おそらく、塩沢層堆積期には地蔵平火山の大部分は浸食され尽くして、マグマの供給路だけが地蔵平進入岩類として残る現在と似た状況が出来上がっていたのだと想像される。

5. あとがき

足柄層群という小さな地質体のたったひとつの礫に過ぎないが、その年代測定結果を既存の文献資料と合わせて、丹沢山地など周辺の変動史について考察してみた。ただし、データが限られていることから、議論の多くは可能性の指摘に留まった。今後の検証を待ちたい。他にも残された課題は多い。例えば、(1) 足柄層群の下限は露出が無くて不明であるが、下位には箱根火山の基盤である早川凝灰岩のような地質体があるのかどうか、(2) 上限も不明であるが、足柄層群が堆積後に傾斜して駿河礫層に被われるまでどのような変動を経てきたのか、などが挙げられよう。

<註>

註1) 第四紀の下限が2009年に1.81Maから2.588Maに変更され、後期鮮新世のGelasian期 (2.59-1.81Ma) が前期更新世に組み入れられることになった。本稿の記述もこの変更に基づく。かつての地質年代区分による足柄層群の年代については、例えばOtuka (1931) が前期鮮新世、Kuno (1951) が後期中新世-前期鮮新世、Seki *et al.* (1969) が中期中新世-前期鮮新世としており、当時の基準で後期鮮新世以降と判定した研究はなかった。1980年代の研究の多くは約2Ma以降と推定しており、現在の基準による第四紀層と見なしていたことになる。

註2) 杉村 (1972) の田子ノ浦・酒匂川線は、新しい堆積物に被われて地質学的な実態が必ずしも明確ではないが、奈良・平安時代の足柄道に沿っており、現在も鉄道や高速道路が通る相対的な低地である。杉村 (1972) は、この付近で最も顕著な逆断層である神縄断層にしても、その断層運動の速さはフィリピン海プレートの運動から予測される速さより2桁も小さいことを指摘

しており、神縄断層そのものがプレート境界であると断定したわけではない。

註3) 丹沢岩体とは丹沢山地の中央部に広く露出する深成岩体で(図1, 2), 主にトータル岩からなり一部に斑糲岩を伴う複合岩体である。かつては石英閃緑岩体などと呼ばれていたが、滝田(1974)の研究以来トータル岩質岩体とかトータル岩複合岩体などと記述されることが多い。ここでは単純に丹沢岩体と呼ぶことにする。

註4) 畑層中の火道角礫岩体は、最大10mを超える安山岩や足柄層群の巨大角礫の間を同質の基質が埋めた角礫岩体で、堆積時の海底火山活動でできたという見解もあったという(今永, 1999)。矢倉岳岩体の年代値1.15Maは2個の全岩試料のK-Ar年代 1.10 ± 0.05 Maと 1.23 ± 0.09 Maの平均値である。なお、矢倉岳岩体の貫入接触部の堆積岩には明瞭な熱変質の形跡が見られないという(倉沢ほか, 1989)。マグマの貫入を受けた堆積岩に熱変質の痕跡が見られないことは岩脈の場合にも認められるので(例えば、佐藤・由井, 2008; 佐藤, 2009), マグマの体積が小さい場合には、被貫入岩に再結晶などの明瞭な変化が起こる前にマグマ自体が固結・冷却してしまうのだと解される。

註5) 年代測定試料を採取した採石場での帯磁率の測定記録としては、ここに記した 22×10^3 SIだけが残っているが、周辺の採石場で測定したトータル岩礫の帯磁率も全て高く $30-60 \times 10^3$ SIに及んだ。

註6) 中津層群は相模川やその支流の河岸に露出する海成層で、四万十帯の小仏層を不整合に被う。泥岩・砂岩・礫岩からなり(全層厚約340m)、泥岩からなる上部層に多数のテフラが挟まれる(Ito, 1985; 野田ほか, 1999)。テフラの岩相は、(1)軽石質テフラ、(2)有色鉄物が顕著なテフラ、(3)スコリア質テフラの3種に分けられるという(野田・奥村, 2002)。

文 献

- 有馬 真・末包鉄郎・門田真人・加藤英樹・山下浩之(1990):丹沢山地で発見されたざくろ石を含む流紋岩。神奈川地学, (70-71) 合併号: 1-6。
地質調査所(1992):100万分の1日本地質図 第3版, 地質調査所。
長谷川善和・松島義章・見上敬三(1986):足柄層群産パラステゴドン象, 横浜国大野外教育研報, (4): 51-55。
Huchon, P. and Kitazato, H. (1984): Collision of the Izu block with Central Japan during the Quaternary and geological evolution of the Ashigara area. *Tectonophysics*, 110: 201-210。
今永 勇(1999):足柄層群の構造。神奈川博調査研報(自然), (3): 41-56。
Imanaga, I. (1999): Stratigraphy and tectonics of the Ashigara Group in the Izu collision zone, central Japan. *Bull. Kanagawa prefect. Mus. (Nat. Sci.)*, (28): 73-106。
今永 勇・山下浩之(1999):足柄・丹沢・大磯・三浦半島に分布する新生代火成活動のK-Ar年代。神奈川博調査研報(自然), (3): 179-188。
Ito, M. (1985): The Nakatsu Group: A Plio-Pleistocene transgressive nearshore to slope sequence embracing multiple slump scars in southeastern margin of the Kanto Mountains, central Honshu, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 91: 213-232。
兼岡一郎(1998):年代測定概論, 東京大学出版会, 東京, 315pp。
活断層研究会編(1991):新編日本の活断層, 東京大学出版会, 東京, 437pp。
河野義礼・植田良夫(1966):本邦火成岩のK-Ar dating (IV) - 東北日本の花崗岩類一, 岩鉱, 56: 41-55。
河尻清和(2005):中津層群のいくつかのテフラ層に含まれる岩片について。相模原市博物館研究報告, (14): 51-55。
河尻清和・久保田尚信(2006):中津層群大塚層・塩田層のテフラに含まれる異質岩片。相模原市博物館研究報告, (15): 59-64。
Kuno, H. (1951): Geology of Hakone volcano and adjacent areas. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, 7: 355-409。
倉沢 一・今永 勇・松本哲一・柴田 賢(1989):更新統足柄層群に貫入する矢倉岳石英閃緑岩体のK-Ar年代と化学組成ならびにSr同位体比。地質雑, 95: 331-334。
町田 洋・松島義章・今永 勇(1975):富士山東麓駿河小山付近の第四系 - とくに古地理の変遷と神縄断層の変動について - 。第四紀研究, 14: 77-89。
松田時彦(1966):地蔵平付近の地質, とくに侵入岩類について。神奈川県温泉研究所報告, (4): 21-30。
松田時彦(1991):丹沢山地の地質と生い立ち, 「南の海から来た丹沢」, 有隣堂, 横浜, p.67-93。
松島義章(1982):足柄層群中部・上部層の貝化石群集について, 国立科博専報, 15: 53-62。
松島義章・今永 勇(1968):神縄逆断層について。神奈川連立博物館研究報告, 1: 65-73。
野田啓司・奥村 清(2002):相模川沿岸に分布する中津層群塩田層のテフラとそのフィッション・トラック年代。第四紀研究, 41: 131-139。
野田啓司・大澤大成・奥村 清(1999):神奈川県の上部鮮新統中津層群からの含ざくろ石テフラ層Mk19の発見とその意義, 第四紀研究, 38: 65-73。
岡田尚武(1987):南部フォッサマグナの海成層に関する石灰質ナンノ化石の生層序と古環境。化石, (43): 5-8。
Otuka, Y. (1931): Early Pliocene crustal movement in the Outer Zone of Southwest Japan and in the Naumann's Fossa Magna. *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Imperial Univ.*, 9: 340-352。
齋藤常正(1988):関東地方における幾つかの哺乳類化石包含層の微化石年代。昭和62(1987)年度文部省科学研究報告書「日本産海成哺乳類化石の研究」(代表者:長谷川善和), p.140-148。
佐藤興平(2004):妙義-荒船-佐久地域の火山岩類のK-Ar年代と火山フロントの後退。群馬県立自然史博物館研究報告, (8): 109-118。
佐藤興平(2005):荒船山の火山岩のK-Ar年代と本宿カルデラの火山活動史における意義。群馬県立自然史博物館研究報告, (9): 11-27。
佐藤興平(2009):関東山地北西縁に産する大深山花崗岩質岩体のK-Ar年代。群馬県立自然史博物館研究報告, (13): 69-76。
佐藤興平(2011):関東山地中央部の三頭山岩体:化学組成と年代の予察的検討。群馬県立自然史博物館研究報告, (15): 93-100。

- 佐藤興平(2012):フォッサマグナ中央部の和田峠周辺に分布する花崗岩質岩体群のK-Ar年代.群馬県立自然史博物館研究報告,(16):77-84.
- 佐藤興平・由井俊三(2008):関東山地北西縁に産する八千穂岩脈群のK-Ar年代.群馬県立自然史博物館研究報告,(12):45-54.
- 佐藤興平・石原丈実(2011):関東山地北西部の地質と磁気異常.群馬県立自然史博物館研究報告,(15):101-113.
- 佐藤興平・柴田 賢・内海 茂(1986):丹沢トータル岩質岩体の角閃石と黒雲母の不一致年代.地質雑, 92:439-446.
- 佐藤興平・柴田 賢・内海 茂(1989):甲斐駒ヶ岳花崗岩質岩体のK-Ar年代と岩体冷却史—赤石山地の地質構造形成史における意義—.地質雑, 95:33-44.
- 佐藤興平・鈴木正男・柴田 賢(1990):アパタイトのフィッシュン・トラック年代からみた丹沢岩体の冷却史と丹沢山地の変成作用.地質雑, 96:69-72.
- 佐藤興平・石原舜三・柴田 賢(1992):日本花崗岩図,日本地質アトラス(第2版),地質調査所,朝倉書店.
- Seki, Y., Oki, Y., Matsuda, T., Mikami, K. and Okumura, K. (1969): Metamorphism in the Tanzawa Mountains, Central Japan. *Jour. Jap. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, 61: 1-75.
- Steiger, R. H. and Jäger, E. (1977): Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants on geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 36: 359-362.
- 杉村 新(1972):日本付近におけるプレートの境界,科学,42: 192-202.
- 杉山 明(1976):丹沢山地の地質構造発達史.地質雑,82: 699-712.
- 滝田良基(1974):丹沢トータル岩複合岩体の岩石記載と岩体形成史.地質雑,80: 505-523.
- 田村糸子・高木秀雄・山崎晴雄(2010):南関東に分布する2.5Maの広域テフラ:丹沢—ざくろ石軽石層.地質雑,116: 360-373.