

原著論文

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

佐藤興平

産業技術総合研究所 地圏資源環境研究部門：〒305-8567 つくば市東1-1-1中央第7

要旨：群馬 - 長野県境の荒船山頂に産するデイサイトのK-Ar年代を求め、妙義 - 荒船 - 佐久地域の火山岩や貫入岩類に関する既存の年代データと比較検討して、本宿カルデラの火山活動史における意義を考察した。検討した試料は本宿層の上部から採取されたもので、得られた2.2Maの年代は本宿カルデラの火山活動が後期鮮新世の中頃まで続いたことを示す。また、本宿層上部に相当する兜岩層の動植物化石群の時代は、これまで中新世から更新世まで様々な見解があったが、鮮新世であることがほぼ確実となった。本宿層の大半が鮮新世である可能性が高いが、後期中新世末とみられる火山活動開始期の詳細については、さらに検討する必要がある。妙義 - 荒船 - 佐久地域の火山活動は、 3 ± 1 Maには終息し、火山活動の場が西方に移動して八ヶ岳連峰付近で1.3 Ma頃から活動をはじめるといった時間的空間的不連続性が認められる。この火山フロントの後退時期は、南関東における黒滝不整合の形成時期に近い。島弧会合部に位置する関東 - 中部地方の火山活動の変遷と前弧堆積盆の発達史が、太平洋プレートおよびフィリピン海プレートの過去の運動とどのように関係していたのか、興味深くかつ大きな課題が残されている。

キーワード：荒船山，鮮新世，K-Ar年代，デイサイト，本宿カルデラ，湖成層，兜岩層，動植物化石群，火山フロント，フィリピン海プレート，黒滝不整合

K-Ar age of volcanic rocks from Mount Arafune and its relevance
to the volcanism in the Motojuku caldera in southwestern Gunma,
central Japan

Abstract : A fresh dacite specimen from the summit of Mount Arafune in southwestern Gunma was dated by K-Ar method at 2.2 Ma. The dacite lava occurs in the uppermost unit in the Motojuku Formation, a representative Neogene arc volcanic sequence in central Japan. This result indicates that volcanism in the Motojuku caldera lasted until Late Pliocene, and has resolved the controversies of many years on the geologic age of the Kabutoiwa fossil flora and fauna in a lake deposit close to Mount Arafune. Compilation of the previous K-Ar age data suggests that the caldera activity began in the latest Miocene, though detailed age requires further study. Volcanism in the Motojuku caldera ceased at 3 ± 1 Ma and jumped toward west around the Yatsugatake volcanic chain on the Quaternary volcanic front, a northern extension of the Izu-Ogasawara arc. The retreat of volcanic front in the Arafune-Yatsugatake area is coeval with the formation of the Kurotaki Unconformity (ca.2.5 Ma), a remarkable tectonic event in the southern Kanto District, near the Sagami Trough, suggesting that the two events were genetically connected through the subduction of the Philippine Sea plate.

Key Words : Mount Arafune, Pliocene, K-Ar age, dacite, Motojuku caldera, lake deposit, Kabutoiwa flora and fauna, volcanic front, Philippine Sea plate, Kurotaki Unconformity

1.はじめに

富岡付近の丘から見る西上州の山並みの中で、荒船山や妙義山は夕映えの空に特異な輪郭を際立たせている(図1)。妙義山の右手には浅間山が煙を吐き、北に目を転ずると榛名山や赤城山が長い裾を引いてたたずむ。これらはいずれも日本列島の歴史の中では最も若い時代の火山活動でできた山で、妙義・榛名・赤城は上毛三山の名で親しまれ、群馬県が「火山の国」であることを象徴している。

群馬県から長野県東部にかけての地域は、東北日本弧と伊豆・小笠原弧の火山帯が交差する位置にあって(図2)、過去1千万年余りの間火山活動が続き現在に至っている。しかしこの活動は、定常的に続いたのではなく、時や所を微妙に変えて断続的に起こったらしい(佐藤, 2002a, 2004)。例えば、同じ上毛三山でも、榛名山や赤城山は山の形から火山であることが明瞭で、6世紀には榛名山が噴火したことも知られているが、妙義山は山の形から元は火山であったことを連想するのは難しいほど解析が進んでいる。荒船山も妙義山と同じ時代の火山体が浸食されてできた山で、岩塔や絶壁の連なるこれら県境部の山々は、景勝地として「妙義荒船佐久高原国定公園」に指定されている。

荒船山や妙義山は今から600-300万年ほど前の中新世末-鮮新世の火山活動の名残である(佐藤, 2002a, 2004)。下仁田町本宿付近を中心とする広い範囲にカルデラができ、一時期には湖も広がっていた。このような西上州の火山活動が、今から300万年ほど前には途絶えてしまい、その後の火山活動は西方の八ヶ岳付近へと移動してしまっただけ(佐藤, 2004)。このような火山活動の移動はどのようにして起こり、また何が原因だったのであろうか。群馬-長野県境部は、島弧会合部の火山活動の変遷を考察する上で重要な地域であるが、火山岩類の時空分布の詳細については未解明の点が多い。本宿カルデラの活動時期についても、見解の相違が小さくない(佐藤, 2002a)。本研究では、



図1B 荒船山のクローズアップ。
望遠レンズ使用。左端の高まりが山頂の京塚山。

本宿カルデラの時代を明らかにする手がかりの一つとして、本宿層の中では最も若い火山岩の一つとみなされる荒船山頂の新鮮な火山岩についてK-Ar年代を測定したので、その結果を報告する。今回の結果は、これまで時代に関して様々な見解があった本宿層上部に相当する隗岩層産の動植物化石群についても有力な手がかりを与えるので、既存の研究を概観するとともに、この化石群の時代が鮮新世であることを論じる。さらに、妙義-荒船-佐久地域から火山フロントが西方へと後退した現象がフィリピン海プレートの運動と関連している可能性を考慮し、沈み込み帯に近い南関東の鮮新統の中に地殻変動の手がかりを探すことを試みる。

2. 荒船山地域の地質概略

妙義-荒船-佐久地域は、関東山地の北西縁部に位置する。この地域は、西南日本の内帯と外帯の境界の延長部にあたり、下仁田付近を境に南側に外帯の地質体が、北側には内帯の地質体が分布する。外帯側では、秩父帯のジュラ紀付加体や山中地溝帯などの白亜系が基盤を構成し、前期

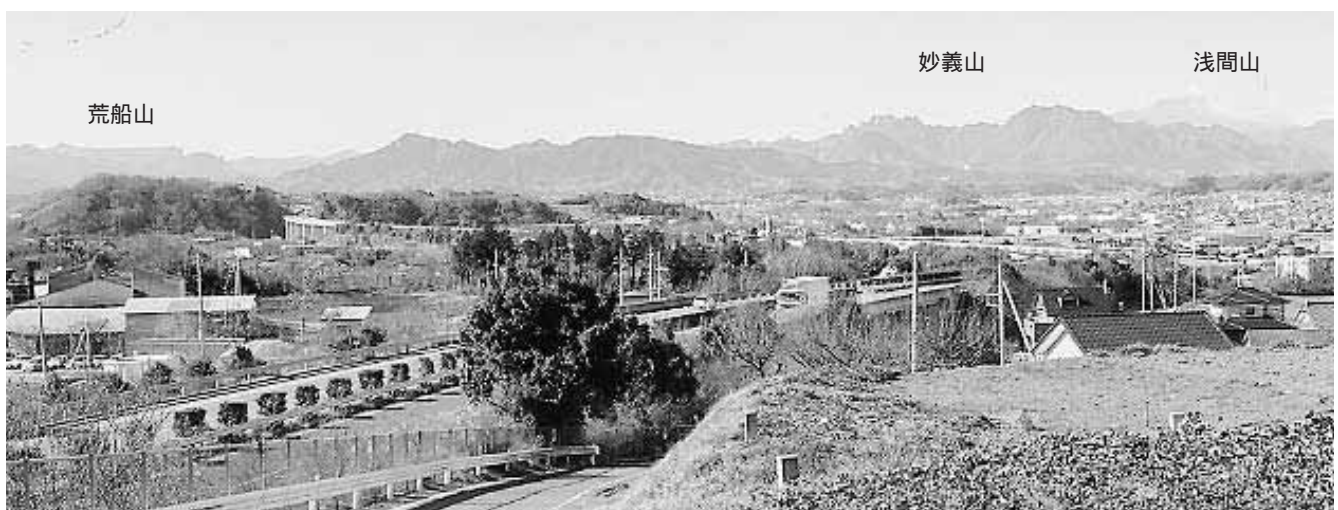


図1A 甘楽町から見た西上州の山並み。

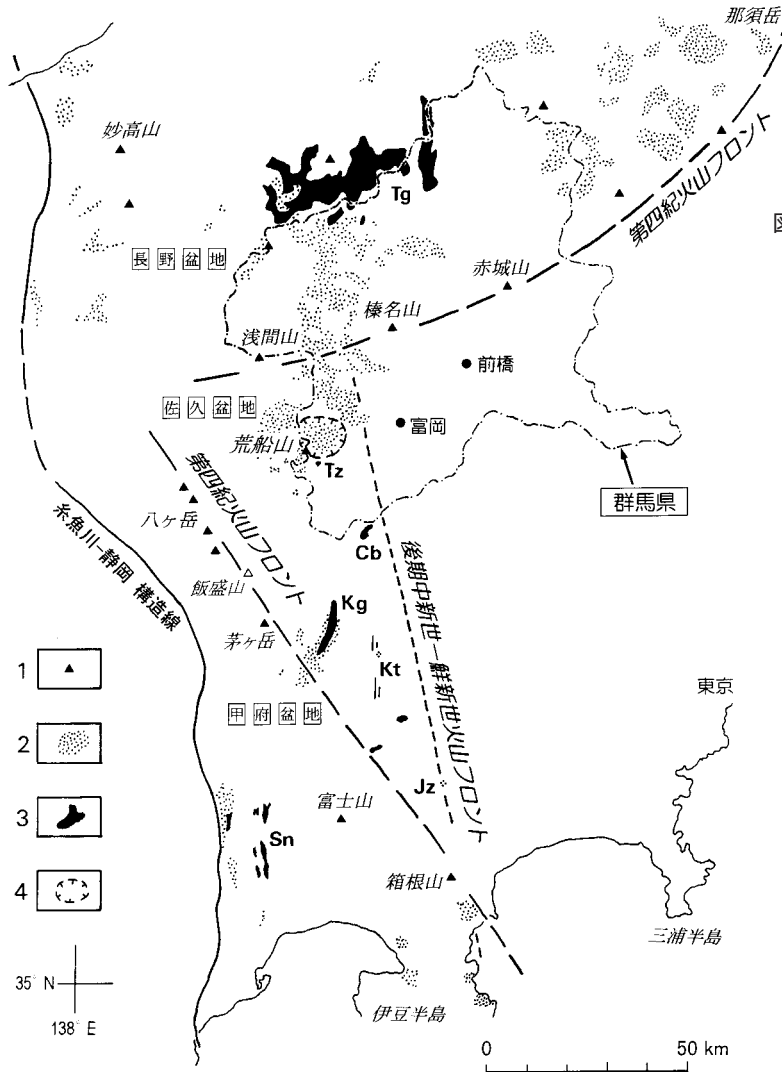


図2 中新世末期 - 鮮新世の火成岩類の分布と第四紀火山フロント。
 100万分の1日本地質図(地質調査所, 1992)を一部改訂・簡略化。
 1. 主な第四紀火山, 2. 中新世末期 - 鮮新世(ca.6-2Ma)の火山岩類, 3. 後期中新世 - 鮮新世の貫入岩体 (Tg: 谷川岳, Tz: 砥沢, Cb: 秩父, Kg: 小烏, Jz: 地蔵平, Sn: 佐野川)と岩脈群 (Kt: 峡東岩脈群), 4. 本宿カルデラ。貫入岩体の放射年代は佐藤ほか(1992)と佐藤(2002a)および佐藤興平(未公表資料)を, 峡東岩脈群については兼岡ほか(1993a)を参照。飯盛山(白抜き三角)は, 従来の地質図では鮮新世とされているが(例えば, 河内, 1977), 溶岩試料について1.4MaのK-Ar年代が得られており(兼岡ほか, 1993b), 第四紀火山のひとつと判断される(佐藤, 2004)。図の範囲の東北日本弧の火山フロントは, 鮮新世以降には顕著な移動はなかったものと思われる。

中新世末期の海成層である内山層と駒込層がこれらを不整合に覆う(例えば, Kosaka et al., 1998)。内帯側では, 白亜紀以前の地質体は下仁田付近にわずかに露出するだけで, 関東山地北縁部から榛名山南麓付近までの丘陵部を中心に中新世富岡層群の海成層が広く分布し, 北側に上位の地層が分布する単斜構造をなす(例えば, 群馬県地質図作成委員会, 1999)。佐久地域では中期中新世の火成活動で花崗岩類が貫入し, ジュラ系や前期中新統の一部が強い熱水変質を受けてパイロフィライト鉱床が形成されているが(例えば, 佐藤, 2002a), このようなマグマ - 熱水活動は群馬 - 長野県境付近から西側に限られ, 群馬県側には類似の活動が明瞭には認められない。富岡層群の分布で分かるように, この時期に下仁田付近から東側は海が広がる堆積の場であった。このように, 中期中新世の地質区は, 西側の火成活動域に対して東側には堆積域というように対照的な地域に分けられる。東西両地区の境界は県境付近にあると考えられるが, その詳細は以下に記述する後期中新世 - 鮮新世の火山岩類に覆われて判然としない。

後期中新世 - 鮮新世の火山岩類は, 群馬 - 長野県境地域

の少なくとも南北約25km東西約18kmに及ぶ広い範囲に分布する(例えば, 佐藤, 2004)。この中で比較的大きくまとまった分布をなす地質体として荒船山から本宿付近に広がる本宿層および妙義山塊を構成する妙義層が挙げられるが, 両者はほぼ同時期の火山活動でできたものである(地質調査所, 1969; 本宿団体研究グループ, 1970, 群馬県地質図作成委員会, 1999)。本宿層はカルデラを埋積して厚く積もった火砕岩類を主とし, 一部に湖成層を挟む(註1)。カルデラの中心に近い荒船山北東の市野萱付近には, 火山活動の末期に貫入したとみられる深成岩体が露出している。本宿層の一部にはカルデラ崖の痕跡と考えられる崖錐堆積物が見られることがあるが, 火山岩の一部はカルデラの外側にもあふれ出てジュラ系や前期中新統からなる基盤を覆ったため, 本宿層全体の分布は円形と言うよりは丸みを帯びた逆三角形に近い不規則な形状を示す。荒船山は本宿層分布域の南西端付近にあり, すぐ近くに基盤の露出が見られることから, 構造的には陥没盆地の縁の近くに位置すると解される(図3参照)。また, 荒船山頂(1422.5 m)は本宿層分布域の最高地点であり, 全体として水平に

近い構造を持つ本宿層最上部の地層が露出していると考えられる。この山頂から星尾峠を経て西に延びる尾根に沿って本宿層が延びているが、尾根の両側には標高1050m付近までジュラ系もしくは中新統からなる基盤が露出している。この尾根に分布する火砕岩層や湖成層は兜岩山(1368.4 m)に因んで兜岩層とも呼ばれ、本宿層上部に相

当する。兜岩層は当時の陥没カルデラの外側に溢れ出て堆積した本宿層と言ってもよいだろう(註2)。本宿層の大半が変質を受けて緑色を呈するのに対して、兜岩層の変質は比較的弱く、荒船山から兜岩山付近の高所に分布する火山岩類は新鮮で火山ガラスが残存する。

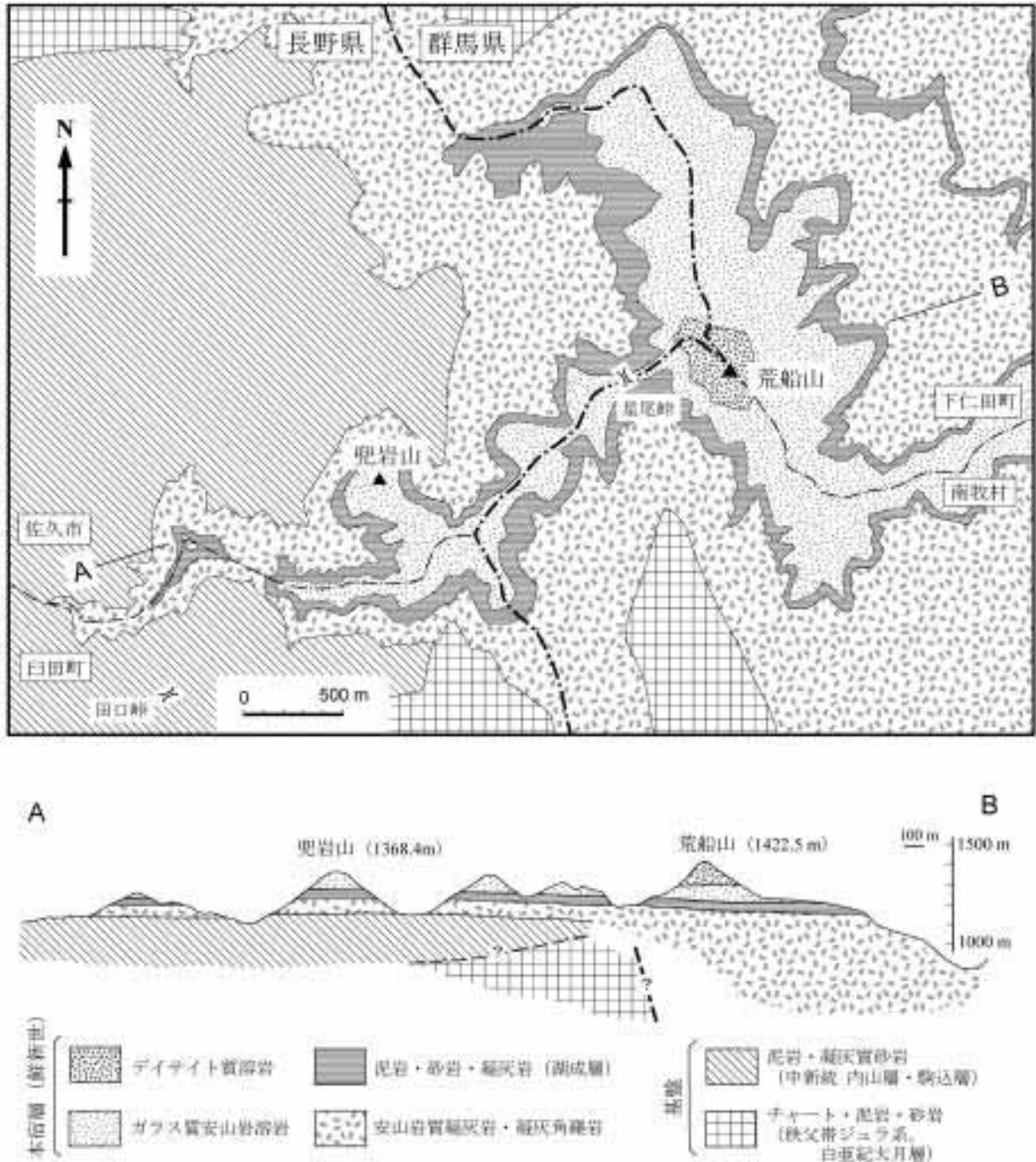


図3 荒船山 - 兜岩山付近の地質平面図と断面図。
2.5万分の1日本油田・ガス田図8「本宿」(地質調査所, 1969)を簡略化。ガラス質安山岩溶岩の基底には安山岩質凝灰岩類が産することがあり、2層準の湖成層の間にはデイサイト質凝灰角礫岩, 溶結凝灰岩, ガラス質安山岩などが挟まれることがある。原典にある荒船山頂付近の溶結凝灰岩は誤り(註3)。中新統の上に不整合で重なる安山岩質火砕岩層と湖成層が、かつて兜岩層と呼ばれた地層である(註2)。断面図(縦横比1:1)に描いた中新統下底の不整合面および荒船山付近の地下に推定される断層の位置は詳細不明。本宿層の大半は鮮新世と考えられるが、同層下部は後期中新世にかかる可能性も残る(本文参照)。行政境界は尾根を通ることに注意。



図4 北方の内山牧場付近から見た荒船山の絶壁と山頂の京塚山．白色は残雪．2002年3月初旬撮影．

2万5千分の1日本油田・ガス田図8「本宿」(地質調査所, 1969)によると, 荒船山の山体は下位から上位へ(1)安山岩質火砕岩,(2)湖成層の泥岩・砂岩・凝灰岩,(3)ガラス質安山岩溶岩,(4)溶結凝灰岩に大別される．荒船山の西斜面では,(1)の中にデイサイト質凝灰角礫岩や溶結凝灰岩も含まれるという．(3)のガラス質安山岩溶岩は厚さが最大120mに及び, 船の甲板にあたる平坦面や触先にあたる絶壁を構成している(河内・河内, 1963)．溶岩に比べて下位の湖成層は浸食に対する抵抗力が弱いため, この絶壁ができ易かったのであろう(図4)．(4)は船の艦にあたる山頂部を構成するとされているが, 河内・河内(1963)はこれを角閃石安山岩としている．これを参照して, 本宿団体研究グループ(1970)は, 自らの色刷り地質図「本宿」にある上記の(4)を角閃石安山岩に訂正した．図3の地質図と断面図はこれらの結果をまとめて簡略化したものである．ここで検討した試料は, 荒船山頂で採取したので, 彼らの“角閃石安山岩”にあたると思われるが, 試料を観察した限りでは, 以下に記載するようにデイサイト質の溶岩と判断される(表1参照)．荒船山の山頂部は京塚山とも呼ばれるので, ここでは“京塚デイサイト”と呼ぶことにしよう．ただし, 京塚山が全て同質の溶岩からなるかどうかは今後確認する必要がある(註3)．

3 荒船山頂のデイサイトの年代測定

3.1 試料

ここで検討した試料は, 荒船山頂の南牧村星尾側急斜面を数m下った露頭から採取された．この試料は1-3mmの角閃石斑晶を含むデイサイトで(図5A, B), 斑晶としては他に斜長石としそ輝石およびFe-Ti酸化鈹物(磁鉄鈹+チタン鉄鈹)を含む．溶結構造は見られず, 鏡下の観察からは凝灰岩というよりは溶岩と判断される．微量ながら火山ガラスも残存し, 変質の証拠は認められない．

表1 年代測定試料の化学組成

Sample No. 02050501	
Major elements (%)	
SiO ₂	65.00
TiO ₂	0.48
Al ₂ O ₃	16.41
Fe ₂ O ₃	4.91
MnO	0.09
MgO	2.19
CaO	5.20
Na ₂ O	3.47
K ₂ O	1.57
P ₂ O ₅	0.11
S	<0.01
H ₂ O+	0.48
H ₂ O-	0.41
CO ₂	0.06
O=S	
Total	100.38
Trace elements (ppm)	
V	117
Cr	18
Co	14
Ni	3
Cu	17
Zn	52
Ga	16.4
Ge	1.7
As	3.9
Se	0.3
Rb	43
Sr	309
Y	12
Zr	73
Nb	1.8
Mo	0.5
Cd	0.2
Sn	0.4
Sb	2
Cs	5.6
Ba	452
La	8
Ce	15
Hf	1.3
Ta	<2
W	0.5
Tl	0.7
Pb	10.3
Bi	0.4
Th	2.6
U	0.6

Analyst: Prof. B.W. Chappell,
Macquarie University, Australia

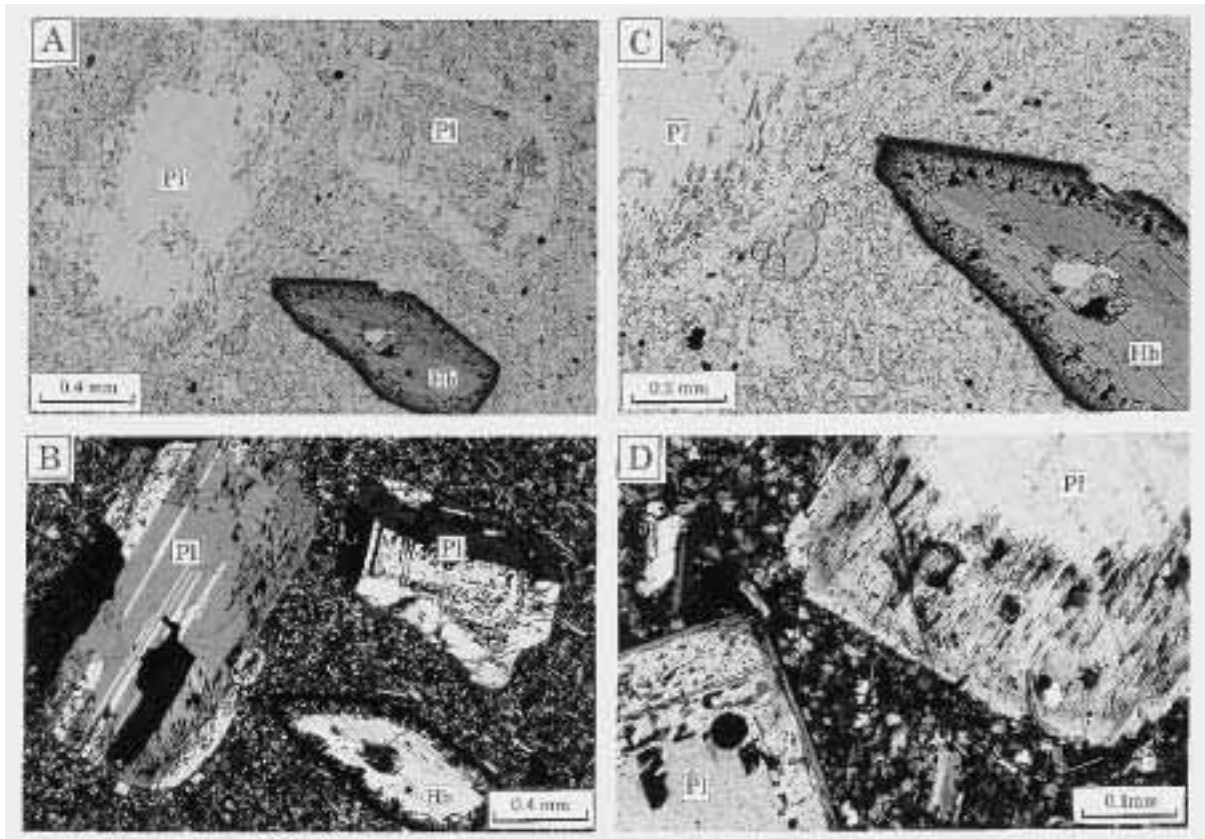


図5 年代を測定した荒船山頂のデイサイトの顕微鏡写真。

AとCは下方ニコルのみ，BとDはクロスニコル．CはAの一部を拡大したもので，斜長石結晶（Pl）周辺部のガラス包有物と角閃石結晶（Hb）外周のオパサイト化に注目．クロスニコルで撮影したDでは，斜長石結晶周辺部の黒色斑点がガラス包有物．

斑晶のなかで斜長石は全体に清澄であるが，縁に近い部分には微細粒のガラスが多数含まれ，汚れた感じのゾーンを形成している（図5C, D）．このガラス包有物は，劈開の方向に伸びた形態を示すことが多い．斜長石の包有物としては斜方輝石やFe-Ti酸化鉬物も認められた．角閃石はしそ輝石と平行連晶をなすことがあり，周辺部はオパサイト化して微細粒の単斜輝石と磁鉄鉬の集合体になっている（図5C）．また，まれに黒雲母やアパタイトを含むこともある．磁鉄鉬斑晶には，ごくまれであるが，径5 μ m程度の硫化物の包有物も認められた．石基は斜長石・石英・斜方輝石・Fe-Ti酸化鉬物・ガラスなどからなり，孔隙にトリディマイトが見られることもある．石基の微細な石英は，鏡下での同定が難しいため，X線粉末回折で確認した．

検討した試料の主成分および微量成分化学組成を表1に示した．SiO₂含有量は65.00%，Na₂O+K₂Oは5.04%であり，デイサイトに区分するのが妥当である．

3.2 測定と結果

年代測定に供した試料は，まず岩石切断機を用いて厚さ5mm程度のスライスにして捕獲岩など異質岩片が無いことを確認して洗浄・乾燥後，化学分析用と年代測定用に分けた．ジョー・クラシャーで粗砕後，分析用試料はメノウ

製の振動ミルで粉碎して調整し，年代測定用試料は篩い分けて250-500 μ mの粒度に調整した．この粒状粉末試料を脱イオン水で洗浄・乾燥して年代測定に用いた．年代の測定は米国のジオスペース・サイエンス社で行われた．測定は2回に分けて行い，Arの抽出に用いた試料の重量は0.98グラム程度であった．

結果を表2に示した．既存の年代データを基に，前報では本宿層の時代を6-3 Maと推定したが（佐藤，2002a, 2004），今回の結果はこれよりいくぶん若く2.2 Maとなった（Maは100万年前の意味）．この年代値はこれまで本宿層や関係貫入岩類について得られている放射年代データの中では最も若く，本宿カルデラの火山活動が後期鮮新世の中頃まで続いたことを示す．

表2 荒船山頂のデイサイトのK-Ar年代

Sample No.	Rock	⁴⁰ Ar (scc/g × 10 ⁻⁵)	⁴⁰ Ar (%)	K (%)	Age (Ma)
02050501	Dacite	0.011	33.8	1.24	2.28 ± 0.09
		0.010	33.8	1.24	2.07 ± 0.08
					2.18 ± 0.06 (av.)

$$=4.962 \times 10^{-10}/y, \quad \lambda_e = 0.58110^{-10}/y,$$

⁴⁰K/K=0.01167 atom % (Steiger and Jäger, 1977)

Analyst: K. Noyes, Geospace Science

4. 考 察

4.1 本宿カルデラの火山活動史

本宿カルデラの火山活動の時期については、この地域の火山岩類に関する既存の放射年代データ (Kaneoka et al., 1979; 兼岡ほか, 1993b; 野村・海老原, 1988, 1991; 内海ほか, 1998) に加えて、砥沢岩体や本宿層周辺の火山岩類の年代値も総合して6-3Ma頃と推定していた (佐藤, 2002a, 2004)。荒船山の火山岩類については、野村・海老原 (1991) と兼岡ほか (1993b) が、ほぼ同一地点で採取したとみられるガラス質安山岩試料について、それぞれ5.4 Maおよび3.2 Maの年代値を報告しており、両者の大きな年代差が問題になっていた。今回測定したデイサイトは、彼らが測定した溶岩の上位に産するので、より若い年代が得られたという点では彼らの結果との間に矛盾はないが、兼岡ほか (1993b) の年代値との違いが1.0 Maであるのに対して、野村・海老原 (1991) の年代値との差は3.2 Maに及び、地質学的な解釈は困難である。ガラス質試料のK-Ar年代測定では、ガラスの加水や脱ガラス化の影響など複雑な問題があるので (例えば, Kaneoka, 1972; McDougall and Harrison, 1988; 佐藤, 2002b), 再度試料を厳選した上で年代を検証する必要がある。

荒船山西側の長野県側には、広い範囲の尾根筋に志賀溶結凝灰岩層が分布する。この地層は地表の露出が本宿層とは不連続なため、相互の関係がよく分かっていないが、これとよく似た溶結凝灰岩層が本宿層上部の兜岩層に挟まれるとの記載がある (本宿団体研究グループ, 1970, p.8-10)。志賀溶結凝灰岩については3.2 MaのK-Ar年代が報告されており (Kaneoka et al., 1979), 今回の年代測定結果と合わせ考えると、兜岩層と志賀凝結凝灰岩層は、ともに本宿カルデラ後期の一連の火山活動の産物である可能性が高まったと言える。

本宿層とその関連岩類の中で最も若い年代は、本宿カルデラ中心部に貫入した市野萱岩体の3.2-3.0 MaのK-Ar全岩年代であった (野村・海老原, 1988)。この岩体は貫入時もしくは直後の熱水変質を強く受けている (本宿団体研究グループ, 1970; 野村・小坂, 1987)。年代測定時の空気混入率も80-92%とかなり高く、貫入岩の全岩年代なので、年代値の意義については曖昧な点が残るが、得られた年代値は変質作用の冷却年代に近いと解するのが妥当であろう。今回荒船山頂の溶岩試料について得られた年代は、本宿カルデラの地下のマグマが2.2 Ma頃までは存在したことを物語っており、変質作用の熱源が3 Ma前後まで持続したという解釈と矛盾しない。

今回検討した荒船山頂の京塚デイサイトは、本宿層分布域に残された本宿カルデラ最後の活動記録のひとつと考えられる。これ以降は火山活動が続かなかったという確実な証拠はないが、上記の市野萱岩体の年代データも合わせ考

えると、現状では本宿カルデラの火山活動の時期を6-2 Maの範囲内とみておくのが妥当と思われる。すでに論じたように (佐藤, 2002a, 2004), 本宿層や関連貫入岩体について得られたK-Ar年代のうち比較的信頼度が高いとみられるデータがほとんど全て鮮新世 (ca. 5.2-1.8 Ma, Berggren et al., 1995) の値を示すことから、本宿層の大半が鮮新統である可能性が高いが、この地域には後期中新世にかかる年代値が存在することも確かであって (内海ほか, 1998), 今後さらに信頼度の高い年代データを蓄積することによって、火山活動の開始時期と活動様式の変遷について詳しく検討する必要がある (註4)。

例えば, Ito (1956) は兜岩層より下位を本宿層とし、本宿層とカルデラ壁を兜岩層が不整合に覆うと考えたが (註5), 兜岩層も下部は緑色に変質していて本宿層との識別は困難であるとして不整合そのものは記載しておらず、本宿団体研究グループ (1970) も全体が整合に重なる一連の堆積物とみて、本宿層の内部に不整合は記載していない。しかし、湖成層の存在は一連とみられる火山活動にも休止期もしくは静穏期があったことを意味する。地質調査所 (1969) と本宿団体研究グループ (1970) によれば、本宿層の湖成層は少なくとも4層あり、多種類の動植物化石の産出で注目を集めた兜岩層の湖成層は最も規模が大きく、最大の厚さは80mに及ぶという。彼らの地質図からは湖成層が溶結凝灰岩に伴うという傾向も読み取れ、湖の形成と地下のマグマ溜まりの進化との間に何らかの成因関係が存在した可能性を示唆する。

4.2 兜岩動植物化石群の時代

兜岩層は植物や昆虫の化石を多産し、きわめて保存の良い蛙の化石が発見されたことでよく知られている (八木, 1931; 榎山・君塚, 1934; 本宿団体研究グループ, 1970; 輿水, 1982, 1984; 尾崎, 1984; 長谷川ほか, 1993; Nokariya and Hasegawa, 1998)。しかし、この地層の時代については、後期中新世から第四紀にまで及ぶ多様な見解が出されており、化石群集の時代についても見解の統一には至っていない。これまでの見解を大別すると、以下のようになる。

- (1) 第四紀更新世 (例えば, 八木, 1931),
- (2) 鮮新世 (例えば, 河内・河内, 1963; 尾崎, 1984),
- (3) 後期中新世 (例えば, 本宿団体研究グループ, 1970)。

八木 (1931) は兜岩層を長野県南佐久郡八千穂村で発見された象の歯の化石を含む千曲層 (八木, 1928) に対比して洪積世 (更新世) とした。藤本 (1958, p.251-254) によれば、この象化石を産した地層は千曲川上流の八千穂村 - 佐久町付近に分布する穂積層にあたり、八ヶ岳火山活動初期の噴出物を含む第四紀更新世の湖成層だという。藤本 (1958, p.129-133) はまた、兜岩層に関するその後の研究も含めた解説の中で、更新世とする八木 (1931) の説に疑

問を投げかけ、兜岩層を鮮新統と推定しつつも、鮮新統が中新統かは今後の研究に待たねばならないと慎重な態度をとっている。その後、飯島(1962)は小諸層群との比較から、河内・河内(1963)は不整合関係から、また尾崎(1984)およびOzaki(1991)は植物相の特徴と本宿層のK-Ar年代データから兜岩層を鮮新世と推定した。長谷川ほか(1993)も後者に従い兜岩層を鮮新世のN18-19(5 Ma前後)としている(註6)。一方、本宿団体研究グループ(1970)は日本列島各地の中新世-鮮新世の植物化石群と比較して、兜岩層を含む上部本宿層の時代を後期中新世と考えた。地学事典(地学団体研究会編, 1996)もこれを踏襲し、本宿層全体を後期中新世としている(註7)。

今年年代測定を実施した荒船山頂の溶岩は、兜岩層の動植物化石を含む湖成層の上位に位置する。このことは、兜岩層の動植物化石群が、2.2 Maかそれよりも古いことを意味し、少なくとも第四紀のものではないことを示す。荒船山頂と湖成層の間には厚さ100mを超えるガラス質安山岩の溶岩が介在しており(図3)、その上下の境界は詳しく観察していないが、全体としてほぼ水平の構造を保ちつつ整合に重なっており(本宿団体研究グループ, 1970参照)、荒船山体の溶岩類と湖成層の間に著しい時間間隙があったとは考えにくい。八木(1931)はガラス質溶岩の下底部に近い湖成層が急傾斜を示す例に注目しており、これら全体が火山噴出物が堰き止めてできた湖を埋積した堆積物だと捉えていたようである。急傾斜を示す部分は湖に流れ込んだ溶岩流が未固結な地層を变形させた可能性が考えられよう(註8)。もしこの想定が正しいとすると、兜岩動植物化石群の年代は直上の溶岩の年代とほぼ等しいことになる。ところが、上記の4.1でも解説したように(佐藤, 2002a)、このガラス質溶岩については5.4 Ma(野村・海老原, 1988)と3.2 Ma(兼岡ほか, 1993b)という2.2 Maも離れた2つのK-Ar年代が報告されており、今回の測定結果と矛盾はしないものの、兜岩層の時代を決める束縛条件としては曖昧さが残る。この溶岩のガラス質な特徴がK-Ar年代の測定に影響を与えた可能性があり、今後慎重な検証が必要である。一方、尾崎(1984)およびOzaki(1991)は、詳細は未報告ながら、兜岩化石層の下位の凝灰角礫岩中の安山岩について 3.7 ± 0.8 MaのK-Ar年代を得たと記述しており、これも今回の結果と矛盾しない。兜岩層を含む本宿層上部が鮮新世であることはほとんど疑いの余地がなく、上記見解の(1)や(3)は否定されたと言えよう。今回の結果は兜岩の動植物化石群が後期鮮新世(ca. 3.6-1.8 Ma, Berggren et al., 1995)であることを強く示唆する。

ところで「地層名辞典」(日本地質学会編, 1955)によれば、兜岩植物化石群(八木, 1931)は栃木県那須郡塩原町の湖成層である塩原層の植物化石群にはなはだよく似ているという。塩原層は高原火山のカルデラ湖に堆積した湖成層であるが、堆積時期に流入したと判断される溶岩のK-Ar

年代から0.3-0.2 Maの更新統であることが明確になっている(Itaya et al., 1989)。このことは、後期鮮新世の荒船山付近とそれから約200万年の時を経た塩原付近が、植物にとっては類似の生息環境にあったことを物語るとともに、植物化石群の対比から地層の詳しい時代判定を行うことは極めて難しいことを示す。

4.3 鮮新世火山フロントの後退

八ヶ岳-霧ヶ峰地域の火山岩類の年代測定データを総合すると(例えば, Kaneoka et al., 1980)、この地域の火山活動は第四紀の1.3 Maの頃に始まったと考えられる(佐藤, 2004)。前報では妙義-荒船-佐久地域から八ヶ岳地域への火山活動の移動が、3 Ma頃から200万年近い空白期間において火山フロントがジャンプするように後退したと解釈した。今回の検討は本宿層最上位とみられる一試料についてだけなので、今後データを補充し検証していく必要があるが、上記のような空白期間がいくぶん狭まったことになる。検討した試料の上位に削剥により消失したより若い火山岩層が存在したとすれば、この空白期間はさらに短縮されることになるので、それを空白と呼ぶべきかどうかとも検討する必要がある。しかしながら、この地域の火山フロントが3-1 Ma頃に著しく後退したことは疑いようのない事実であったと思われる(図2)。3-1 Ma頃に八ヶ岳連峰と妙義-荒船-佐久地域との間に顕著な火山活動が無かったことも確からしい。この後退は、やはり不連続的に起こったように思われる。

図2の“後期中新世-鮮新世火山フロント”は、後期中新世末-鮮新世で現地性と認定できる火成岩体の分布の東限を示してある(以下鮮新世火山フロントと略記)。堆積岩に挟まれる凝灰岩層などは除き、北端を妙義山や大桁山の安山岩類とし、南端を丹沢山地の地蔵平岩体とした。地蔵平岩体は中新世の丹沢トータル岩体を貫く小規模な貫入岩体で、松田(1966)により地蔵平侵入岩類と呼ばれたものである。松田(1966)は、浅所貫入の特徴を示すこの岩体を丹沢山地における最後の火山活動により生じたと考え、火山体が全く残っていないにもかかわらず、丹沢山地の南側に分布する中新世末期の足柄層群(註9)にこの岩体起源と思われる岩石が見出されないことから、火山活動の時期を足柄層群堆積後の前期鮮新世と推定した。前報ではこの地蔵平岩体の予察的検討で得た2-4 Maの全岩K-Ar年代と丹沢岩体のアパタイトについて得られた2.5 Maのフィッシュン・トラック年代(佐藤ほか, 1990)から、地蔵平岩体の貫入時期を鮮新世と推定していたが(佐藤, 2004)、その後入手した 2.4 ± 0.5 Maおよび 3.1 ± 0.5 Maの全岩K-Ar年代データ(今永・山下, 1999)も、この推定と矛盾しないことが分かった。ただし、地蔵平岩体はいくぶん変質しており、年代測定の誤差が比較的大きいことを考慮すると、活動時期の詳細については更に検討を要する。いずれにシ

ても、丹沢山地に鮮新世の火山体深部とみられる岩体が残されていることは興味深く、同山地東方の鮮新世の地層から地蔵平岩体由来する火山噴出物が見出される可能性がある。図2の鮮新世火山フロントより東側に分布する鮮新世の地質体としては、丹沢山地と関東山地を分かち藤野木-愛川構造線近傍の石老山礫岩層や中津層群などの碎屑岩層が知られており、その一部に凝灰岩層も挟まれるが(例えば、太田ほか, 1986; 長谷川ほか, 1998), 火山噴出物の供給源は明らかになっていない。しかし、中津層群上部のテフラに含まれるジルコンについて得られた 2.1 ± 0.5 Maのフィッシュン・トラック年代が(野田・奥村, 2002), 上記の地蔵平岩体のK-Ar年代(今永・山下, 1999)にきわめて近いことは注目に値する。このようなテフラの解析から、供給源としての地蔵平岩体の火山活動史を探る手がかりが得られるかも知れない。

ところで松田(1980)によると、三浦半島や伊豆半島の南端部の地層に粗粒の火山噴出物が含まれることから、1950年代には、その供給源として現在の相模湾内に想定された“湘南火山帯”が話題になったという(註10)。もし、そのような火山帯が鮮新世に実在し、北西延長部が丹沢山地の東縁部を通過していたとすれば、火山フロントは鮮新世から第四紀へとほぼ平行に後退したことになる。しかし上記のように、丹沢山地東縁の鮮新統は主に碎屑岩層からなり、第四紀火山フロントと平行な火山列から期待される大量の火成岩類は、関東山地や丹沢山地の東縁部には見出されていない。“湘南火山帯”の根拠となった三浦半島や伊豆半島の南端部の地層も、伊豆-小笠原弧の前弧堆積物からなる付加体の可能性があり(例えば、小川, 1988), 供給源の火山体が近傍に存在したかどうかは疑わしい面がある(註10)。

以上のような検討から、鮮新世火山フロントは第四紀フロントとは約25度の角度をもってNNW方向に延びていたと解され(図2), フロントの後退には反時計回りの回転成分が含まれていたと考えられる。2つのフロントの間に分布する火成岩体には時代の方向性などは認め難いので、6-2 Ma位の時代幅を一括りにしてフロントを示したのであるが、これが妥当であるかどうかは、今後さらに信頼度の高い年代データを蓄積し検証する必要がある。しかしながら、火山活動の細かな変遷は別として、後期鮮新世に火山フロントが後退したことは確かであり、その原因に興味を持たれる。

4.4 火山フロントの後退とフィリピン海プレートの沈み込み

1) 火山フロントとフィリピン海スラブの形状

島弧の火山活動は海洋プレートの沈み込みに関係して起こるとされる。妙義-荒船-佐久地域の後期中新世以降の火山活動は、太平洋プレートの沈み込みに起因すると考えられるが、関東-東海地域にはフィリピン海プレートも沈

み込んでいるため(例えば、Ishida, 1992, 野口, 1998), その影響も受けてきた可能性がある。関東地方に沈み込んだフィリピン海プレートは、現在は赤城山など東北日本弧の火山フロント直下あたりまで達しているとみられ(図6), 茨城県南部では太平洋スラブ上面に衝突して活発な地震を起こしている。

前報では沈み込んだフィリピン海スラブが太平洋スラブに衝突して先端が西に移動するような反時計回りの運動をし、ウェッジマントルを冷却することによって火山フロントを西に後退させたと想定した(佐藤, 2004)。西に傾く太平洋スラブという巨大な障害物がある以上、関東地方のフィリピン海スラブの北進には限界があり、西向き成分をもたざるを得ないと考えたからである。回転成分を考えたもう一つの理由は、上の4.3に述べたように、鮮新世と第四紀の火山フロントに囲まれた地域の火成活動の時代に一方向性が認められないという事実に基づく(註11)。フィリピン海プレートの運動方向は、4-2 Maに北北西から北西方向に変わったとされる(図7参照)。すでに関東地方にある程度沈み込んでいたスラブも同じように運動方向を変えることによって火山フロントが後退したのだとすれば、図2の2つの火山フロントの間の火成活動の終息時期は南から北へ向かって若くなっていてもよいと思われるのに、そのような傾向は見られないからであった。しかし、4-2 Maのスラブの位置や形は不明であり、その状況によっては火山フロント下の温度構造の変化は複雑であり得たであろうことも考慮すると、これはスラブの回転運動を主張するための根拠としては薄弱である。しかしながら、現在は北東縁を太平洋スラブ上面に接触させつつ北西方向に沈み込んでいると考えられるフィリピン海プレートが(Ishida, 1992), 4-2 Maまでは北北西方向に沈み込んでいたとすれば(Seno, 1989), 方向転換の時点で関東地方のフィリピン海スラブとその周辺に何らかの地質事変を引き起こしたであろうと想像するのは自然なことである。この問題は最後にもう一度考えることにしよう。

図6には震源分布からみたフィリピン海スラブの広がりや太平洋スラブ上面の形状を示し、合わせて鮮新世および第四紀の火山フロントも図示した。丹沢山地付近の第四紀火山フロントは、足柄層群を貫く矢倉岳石英閃緑岩体について得られている1.2 MaのK-Ar年代(倉沢ほか, 1989)を考慮して図2よりも少し北東にずらしてある。今永・山下(1999)は、地蔵平岩体の南で丹沢層群を貫くデイサイト岩脈について1.3 MaのK-Ar年代も報告しているので、このフロントは更にいくぶんか北東へずらすべきかも知れない。その場合には、第四紀火山フロントと鮮新世火山フロントは地蔵平岩体付近で交わる形になる(註10参照)。この図の火山フロントと地下に広がるフィリピン海および太平洋両スラブの形状との関係を見ると、以下の点が注目される。

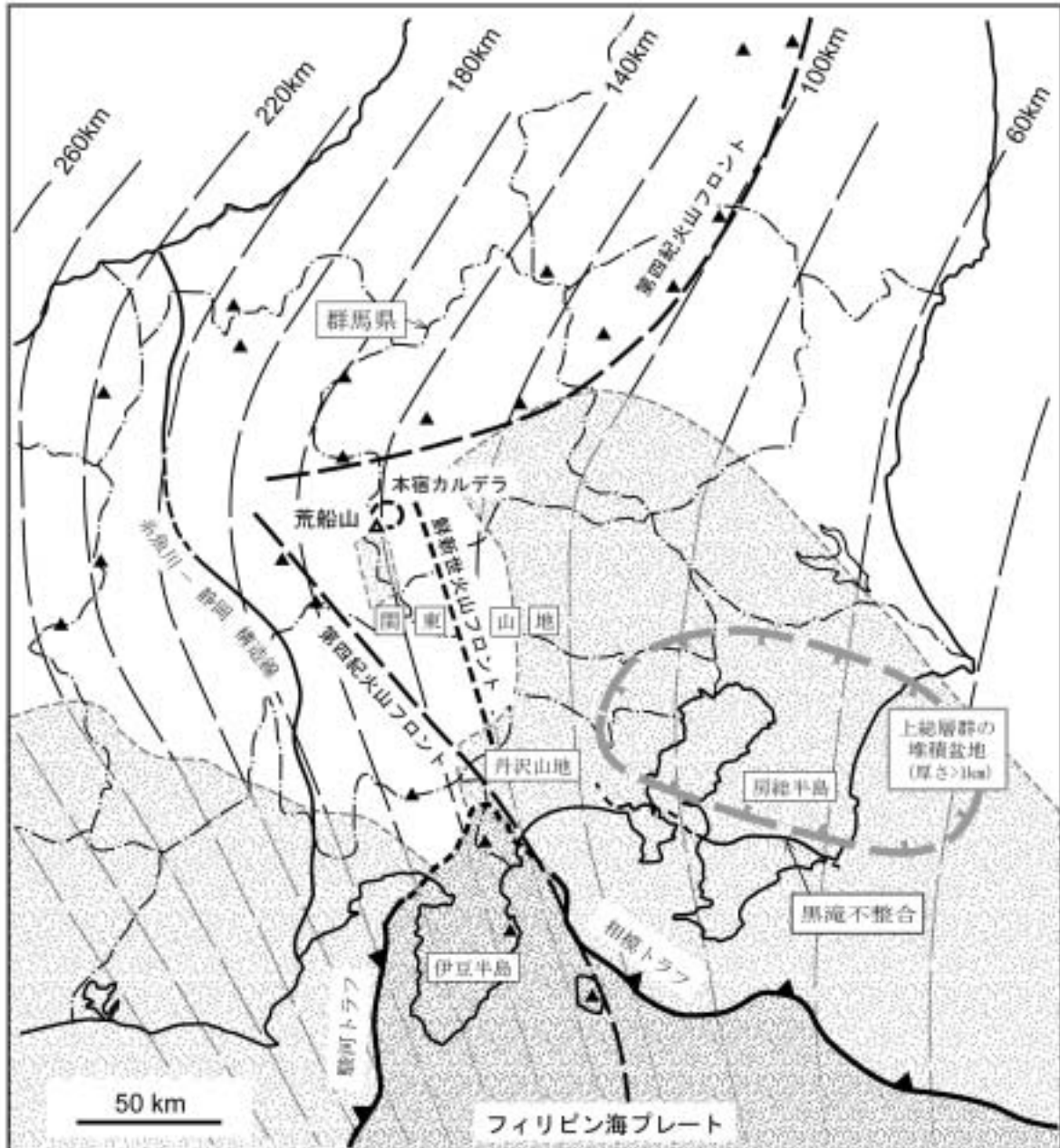


図6 火山フロントと沈み込んだ海洋プレートとの関係。

火山フロントは佐藤(2004)を一部改変。“鮮新世火山フロント”は後中新世末-鮮新世のフロントを示し、群馬県の妙義山や大桁山の安山岩類、埼玉県の秩父岩体、山梨県の小鳥岩体や峡東岩脈群、神奈川県丹沢山地の地蔵平岩体などの分布を考慮して引かれている(図2の説明参照)。地蔵平岩体は中新世の丹沢トータル岩体を貫く小規模な浅所貫入岩体で、後期鮮新世の火山体深部が露出したものと考えられる(本文参照)。東北日本弧の鮮新世火山フロントは図示していないが、少なくとも群馬-栃木県付近では第四紀火山フロントに近かったと推定される(佐藤,2004)。箱根火山近傍の“第四紀火山フロント”は、足柄層群を貫く矢倉岳石英閃緑岩体(1.2Ma,倉沢ほか,1989)を考慮して、佐藤(2004)よりもいくぶん北東側へずらしてある。太平洋スラブの上面は20km間隔のコンターで、フィリピン海スラブの分布は砂目模様で示した(野口,1998参照)。フィリピン海スラブの水平的な広がりについては研究者間の見解に大きな違いはないが、立体的な形状の解釈はかなり異なる(例えば、Ishida,1992,p.491)。山梨県とその周辺域の地下にはフィリピン海スラブが描かれていないが、これはスラブと認識できる地震が起こらないため、スラブの存否は未解明。荒船山の南側の群馬-長野県境付近に描かれたスラブの断片(上面の深度60-80km、北に傾斜)は、関東地方のフィリピン海スラブの西の延長部と解されるが、“鮮新世火山フロント”直下では連続性を確認できない。これは、スラブがウェッジマンタルを冷却して荒船山付近の火山活動を終息させるとともに、スラブ自身は加熱されて剛性を失い地震が起こらなくなっているためと解釈される。上総層群の堆積盆地は貝塚(1987)による。

(1) 伊豆半島北西にはフィリピン海スラブが裂けて広がったような空白域があり、その上を第四紀火山フロントが通る。(2) 鮮新世火山フロントの直下にもこれと対応するかのように空白域が認められ、荒船山南側の群馬 - 長野県境の地下70km前後にフィリピン海スラブが断片状に認められる。しかし、(3) 2つの火山フロントが交差するあたりの丹沢山地の地下にもフィリピン海スラブが描かれている。(4) 第四紀火山フロントは荒船山の西方で西に大きく突出した形をとり、太平洋スラブ上面のコンターと著しく斜交するが、鮮新世火山フロントにも斜交成分は認められる。

八ヶ岳連峰など第四紀火山フロントの直下にフィリピン海スラブが描かれていないのは、スラブの存在を示す地震が起こらないからで、実際にはスラブの存否は分かっていない。一方、鮮新世火山フロント直下については、群馬 - 長野県境下の断片的なスラブと群馬県南東部下のスラブの上面の等深線がなめらかに連続するようにみえることから、ひとつながりのスラブが関東山地の下では地震を起こしにくくなっていると推定される(Ishida, 1992参照)。最近の地震波トモグラフィーの結果によると、この様な部分は縦波(V_p)と横波(V_s)の速度比(V_p/V_s)が大きく、比較的高温になっている可能性があるという(小林洋二, 私信, 2004)。図の鮮新世火山フロント直下では、ウェッジマントルを冷却することによって荒船山付近の火山活動を終息させたフィリピン海スラブが、逆に自身は加熱されて剛性を失い地震を起こしにくくなっているため、スラブが存在しないかのようにみえているのだと解される(佐藤, 2004)。

丹沢山地付近では、沈み込み後十分な時間が経っていないため、剛性を失うまでには加熱されていないのかも知れない。この付近のフィリピン海スラブ上面の深度は10-20 km程度とされるが(Ishida, 1992; 野口, 1998)、爆破地震観測から見積もられた地殻の厚さは40kmに及ぶと推定されるので(Asano et al., 1985)、関東山地南部から丹沢山地の地下では、地殻の内部にプレート境界が存在することになる。丹沢山地は伊豆 - 小笠原弧に似た地質特性を持っており、中新世に本州弧に衝突・付加した地塊の一部と考えられる(例えば、松田; 1989, Sato, 1991)。衝突前のプレート境界は丹沢山地の北側に存在したはずだから、丹沢山地の地殻内部のプレート境界は衝突後に新たに形成されたものであろう。Ishida (1992) や野口 (1998) は、このプレート境界が田子ノ浦・酒匂川線(図6の相模トラフと駿河トラフを結ぶ点線)で地表に抜けると考えているらしい。これは、杉村(1972)が神縄断層や国府津・松田断層など丹沢山地南側の活断層付近に想定したフィリピン海プレートの北限である。これらが正しいとすると、丹沢山地の地殻の下部はもともとあった地殻ではなくて、伊豆半島の北側にあった地殻が底付けされたものと考えられる。丹沢山地

付近の地殻が厚く発達し、地震が頻発するのは、島弧が衝突し合うという激しい変動史の反映なのであろう。最近の地震のメカニズム解とトモグラフィーの解析からは、フィリピン海プレート北端部の形状に関するこれまでの認識に修正を迫るような結果も出されている(神谷ほか, 2004; 久保ほか, 2004)。この様な研究により地下深部の応力分布や地震波速度構造が詳しく分かれば、火山フロントの変遷についても理解が進むと期待される。

次に上記の(4)の火山フロントと太平洋プレートの関係について興味深いことは、鮮新世火山フロントの後退がなくても、関東地方の火山フロントは太平洋プレート上面の形状に対して背弧側に後退した形をとっていたと思われる点である。フィリピン海プレートの影響で鮮新世火山フロントの後退が起こったとしても、それは島弧会合部における火山フロントの屈曲構造を増幅させるだけの現象でしかなかったのかもしれない。島弧会合部における火山フロントの屈曲構造の成因は、火山フロントの成因そのものに関わる重要な問題であり、本稿の範囲を超える大きな課題である。

2) 黒滝不整合

本宿カルデラの火山活動の終息と火山フロントの後退が4-2 Maのフィリピン海プレートの運動の変化と関係していたとすると、沈み込み帯付近にも何らかの変動記録が残されている可能性がある。最後にこの点を検討してみよう。関東地方のフィリピン海スラブは、現在の相模トラフ付近から沈み込んだと考えられている。この地域に近い南関東の鮮新世の地質学的な記録媒体として挙げられるのは、三浦層群と上総層群であろう(図7)。4-2 Maの変動としてまず着目されるのは、黒滝不整合である。不整合上下の地層の年代から判断して、この不整合は2.5 Maの頃に形成されたと推定される(図7の説明文参照)。池子層など3 Ma頃に堆積した三浦層群最上位の地層は、底生有孔虫群集から500-1000mの比較的深い陸棚斜面で堆積したとされる(江藤ほか, 1987; 鈴木ほか, 1995)。この地層は堆積直後に急速に隆起して削剥され、再び海底に没して黒滝不整合を境に上総層群に覆われたというシナリオが浮かび上がってくる。この変動が3-2 Maの100万年以内の比較的短期間のうちに起こってしまったことは間違いない。北北西方向に沈み込むフィリピン海スラブが太平洋スラブの抵抗を受けて沈み込み速度が鈍化し、沈み込み帯付近に短縮変形や隆起運動を引き起こして、黒滝不整合の形成につながったというような可能性はないだろうか。

本多・瀬野(1988)は、伊豆 - 小笠原弧の浮揚性地殻が付加し、フィリピン海プレートの運動方向の変化(図7)により沈み込み成分が減少して、房総半島の先端部が隆起するとともに北側が沈降して上総層群が堆積したというモデルを提案している。しかし、関東地方の新第三紀以降の

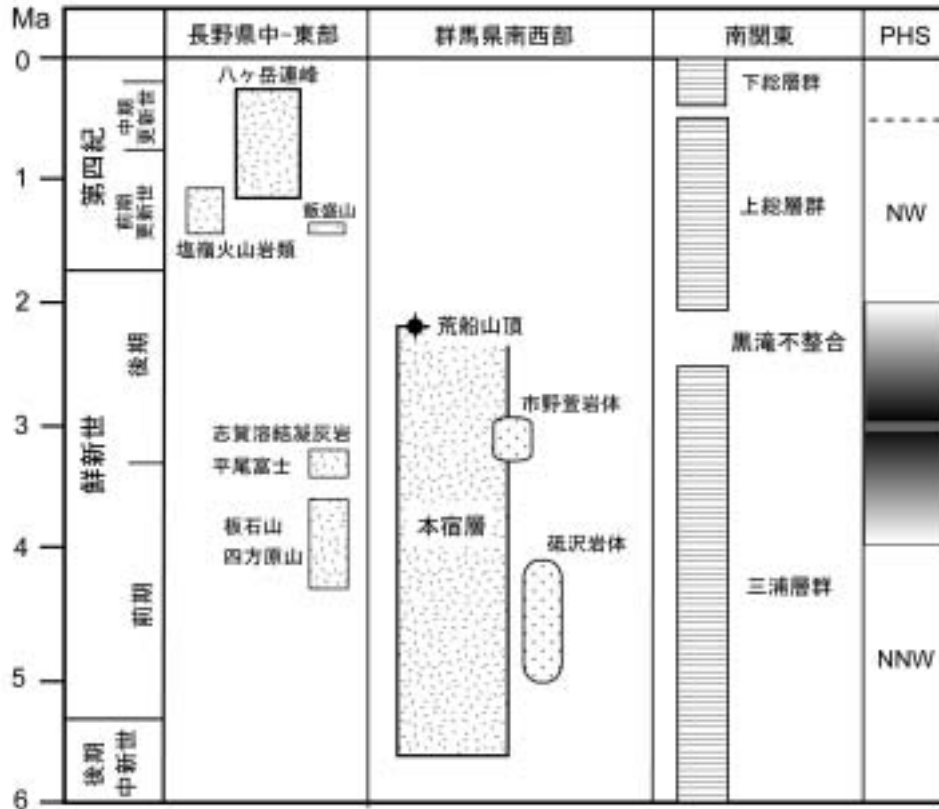


図7 妙義 - 荒船 - 佐久地域における中新世末以降の火山活動の変遷と南関東地域の主な地層の時間関係。

火山活動の時代はK-Ar年代のデータ範囲を示しており(佐藤, 2002a, 2004参照), 誤差は表示していない。今後高精度のデータが集積すれば, 年代幅は改訂されよう。南関東の地層については, 鈴木ほか(1995)を参照したが, 三浦層群の上限と上総層群の下限は厳密に決められているわけではない。三浦半島の三浦層群最上位層は池子層とされ, 房総半島の萩生層や安野層に対比され, 浮遊性有孔虫化石ではBlow(1969)のN19-21に, ナンノ化石ではCN11-12に相当するという(江藤ほか, 1987)。Berggren et al. (1985, 1995)に基づく, 三浦層群最上部は3.0-2.5 Maにまで及ぶ可能性がある。上総層群については, 古地磁気データ(新妻, 1976)や火山灰層について多数のフィッション・トラック年代が蓄積されており(例えば, 渡辺・壇原, 1996), 鮮新世末から中期更新世にわたる地層であることは間違いないが, この地層の下限すなわち黒滝不整合面の時代については明確にはなっていない。例えば, 上総層群下部層の大田代層や黄和田層に挟まれる火山灰については, 既存の年代値(鈴木・杉原, 1983)よりも1 Maほど若い1.1-1.8 Maのフィッション・トラック年代が得られている(渡辺・壇原, 1996)。更に下位にある地層には砂岩や礫岩が多い。それらの堆積速度が平均的かそれ以上に速かったとすれば, 上総層群の下限が2 Maよりも著しく古くなるとは考えにくく, せいぜい2.2-2.4 Ma程度とみておくのが妥当だろう。PHSはフィリピン海プレートの運動方向。Seno(1989)は, フィリピン海プレートが6 Ma頃までには沈み込みを始め, 4.2 Maに北北西方向から北西方向(WNWと書いているがNWに近い)へと運動方向を変え, 0.5 Ma頃に東北日本弧が北米プレートに変換することにより相模トラフでの相対運動は北北西に変わったと推定した(本文参照)。

地層の厚さや第四紀の隆起・沈降量を概観すると(例えば, 貝塚, 1987), 大局的には関東平野の側が沈降を続けており, 上総層群もその変動の中で堆積したように思われる。黒滝不整合の形成はそのような一方向性をもった変動の中の小さな事変でしかなかったのかも知れない。Seno(1989)によるフィリピン海プレートの運動方向の転換時期も, 4.2 Ma頃といった時間幅の大きな推定であって, 黒滝不整合と対比できるほどの精度で特定されているわけではないことにも留意する必要があるだろう。

荒船山付近の火山活動の終息と黒滝不整合の形成が同期して起こっており, 2つの事変がフィリピン海プレートの運動を介して成因的にもつながっていた可能性を考察することは, 島弧会合部の変動の歴史を解明する上で重要な課

題のひとつである。しかし残念ながら, フィリピン海プレートがいつから沈み込みを始め, どのような速度で沈み込んでいったかなど, 過去のプレートの運動はよく分かっていないから, 150km以上も離れていて一見関係のない2つの現象を成因的に関連づけるのは容易ではない。いろいろな事変が, ある時間幅をもって起こったはずであり, しかもウェジマントルの冷却から地表の火山活動の終息までの時間というように, 事変の間に地質学的に有意な時間差があったかもしれない。それらの要素も吟味しておく必要があるだろう。妙義 - 荒船 - 佐久地域の火山活動の変遷を総合的に理解するには, 地質年代学や地震学などを総合した広域的な研究の積み重ねが不可欠である。

5. あとがき

群馬県南西部から長野県東部にかけた地域の火山岩類の研究は大変に後れている。しかし、この地域の地質学的研究は、島弧会合部のテクトニクスの解明に貢献できる可能性を秘めている。そこで本稿では、火山フロントの後退と不整合の形成という一見何の関係もない2つの事変を関連づけてみた。これは初歩的な試みに過ぎず、総合的な理解にはほど遠いが、群馬-長野県境地域の火山岩類の詳細な年代学的研究と南関東の地層の研究が結合して、火山活動とテクトニクスを関連づけた詳細な解析が将来可能になるかも知れない。今後の研究の発展を期待したい。

謝 辞

元地質調査所の一色直記博士からは、年代測定試料の鏡下観察についてご支援いただくとともに、関連文献についてもご教示いただいた。オーストラリアMacquarie大学のB.W. Chappell教授には、年代測定試料の化学分析をして頂いた。佐久地域の地質について一緒に野外調査を進めてきた元北海道大学教授の由井俊三博士は、臼田町誌原稿校閲のため2003年9月19日田口峠付近に野外調査に出かけたまま行方不明になり、1年余りを経た現在も発見されていない。本研究で取り上げた荒船山や兜岩山は先生の搜索地域にあり、解決を祈りつつ稿を起こした。

註

註1) 妙義-荒船-佐久地域の地質学的研究は、佐川栄次郎による「震災予防調査会報告第19号」が最初と思われる。東京帝国大学の学生であった佐川は、調査会委員でもあった小藤文次郎教授の指示でこの地域を調査し、報告書の一部として7万5千分の1の「荒船火山地質図」を色刷りで印刷・公表した(佐川, 1898a)。彼は同様の内容を4回に分けて「地質学雑誌」にも公表しており(佐川, 1898b, c, d, 1899)、資料としてはそちらの方が入手し易いかも知れない。その後長い間見るべき研究はなかったが、1930年代には本宿層の名称が提唱され(註2参照)、太平洋戦争後はIto(1956)や河内・河内(1963)などの研究の後、1960年代後半に本宿団体研究グループが詳しい地質調査を行い(本宿団体研究グループ, 1970)、2万5千分の1地質図を地質調査所の油田・ガス田図8として印刷・公表した(地質調査所, 1969)。本報告でも火山岩類の層序は基本的にはこの地質図に基づいている。ただし、前報(佐藤, 2004)で解説したように、本宿団体研究グループ(1970)は“カルデラ”という用語は使っておらず、この用語はこれまでと同様に筆者の判断による。

Ito(1956)はカルデラを埋積した地層として本宿層を捉えた最初の文献と思われるが、その後の研究には引用されておらず、筆者は最近までその存在に気付かなかった。なお、本宿団体研究グループ(1970)は妙義山南部の火山岩類も本宿層に含めているが、「群馬県10万分の1地質図」(群馬県地質図作成委員会, 1999)では、この部分は四ツ谷層として本宿層から切り離され、妙義山塊主要部を構成する妙義層とは断層関係にあるとされている。

註2) 兜岩層の層序学的範囲については、これまでの文献に統一性があるわけではない。八木(1931)は中生界や中新統の上に不整合で載る火砕岩や湖成層からなる厚さ約150mのほぼ水平な地層を千曲層とし、その上限を植物化石を多産する凝灰質頁岩において、これらが火山噴出物で堰き止められた淡水湖に堆積した地層と捉えた。彼は、頁岩は火山活動の静穏期を示すと解釈し、その上位に重なるガラス質安山岩を荒船溶岩と呼んで兜岩層とは区別した。藤本(1958)もこの区分に従いつつ、笠井(1934)と藤本・小林(1938)を採用して、八木の千曲層を兜岩層としている。Ito(1956)や河内・河内(1963)も同様の地層区分を行い、本宿層の上に不整合で兜岩層が重なると考えた。ところが、本宿団体研究グループ(1970)は、それまでの兜岩層に荒船溶岩も加えた全体を一括して兜岩層と呼んでいる。今回検討した荒船山頂のデイサイトは、八木の荒船溶岩の上位に位置することになる(図3)。なお、兜岩層の湖成層は、水平的な広がり大きい割には層厚が比較的均一なことから、その堆積環境として、筆者は阿蘇カルデラのような盆地の湖を想像している。阿蘇山では地形的カルデラ縁が陥没構造の外側まで広がっていることが、重力探査によって解明されている(小野ほか, 1993)。

註3) 佐川(1898d, p.423)は、星尾峠の近くでほぼ垂直の柱状節理が発達した“角閃石安山岩”を見出し、京塚山はこの岩石できているのだらうと推定している。筆者は“京塚デイサイト”と周囲の地層との関係を観察していないが、河内・河内(1963)の言うように仮に貫入岩体であったとしても、ガラス質安山岩溶岩を貫いていることになり、荒船山付近で最も若い火成岩体であることには変わりない。河内・河内(1963)を参照して、本宿団体研究グループ(1970, p.9)は、自らの色刷り地質図(地質調査所, 1969)に示した荒船山頂部の溶結凝灰岩は誤りだとし、角閃石安山岩の貫入岩体だとしている。しかしガラス包有物の存在は、“京塚デイサイト”が急冷したことを示しており、少なくとも徐冷した岩体ではないと考えられる。なお、京塚山の京は経あるいは

行と表記されることもある。

- 註4) 地質調査所(1969)と本宿団体研究グループ(1970)を参照すると、兜岩層の堆積後に本宿カルデラの中心部が2次的に陥没し、安山岩類で埋積された後、市野萱岩体が貫入してきたという経過が読み取れる。この解釈が正しく、また市野萱岩体の年代データ(3.3 ± 0.3 , 3.0 ± 0.1 Ma, 野村・海老原, 1988)が貫入年代を表すのだとすると、“京塚デイスайト”と兜岩湖成層の間に1 Ma程度かそれ以上の年代差を想定しなければならなくなる。このような考察は、年代データにしかるべき精度が備わっていることが前提になることは言うまでもないが、今後慎重な吟味を経た試料について高精度の年代値が集まれば、本宿カルデラの活動史に時間目盛りを入れた細かな議論が可能になるかも知れない。
- 註5) Ito(1956)は、兜岩層より下位の本宿層を、御坂層群に代表される中新世のいわゆる“グリーンタフ”層に対比し、その上に鮮新世もしくは更新世の兜岩層が不整合で重なる、と考えていたようである。
- 註6) Nは浮遊性有孔虫化石に基づく時代区分で(Blow, 1969), N18-19は後期中新世最末期から前期鮮新世の5.4-3.0Maに相当する。有孔虫はほとんど全て海生であり、兜岩湖成層からも化石は報告されていない。
- 註7) 兜岩層の時代については、既存の見解の紹介にとどめるか時代判定の根拠を示していない例が多い。「地層名辞典」(日本地質学会編, 1955)に解説されているように、Otuka(1932)は兜岩植物層を下部更新統と上部鮮新統の境界付近(pd)としている(Table 2, p.704)。この論文の末尾がTo be Continuedとなっているところをみると、フォッサマグナに関する続編で時代判定の根拠や地殻変動史の意義を論ずる予定だったのだと思われるが、残念ながらこの続編は書かれなかったようである。また、笠井(1934)は東北帝国大学の未公表卒業論文で兜岩層を命名し、その時代を鮮新世としたという。これについては、藤本・小林(1938)が紹介したとされるが、詳細は不明であり、原典にあたることができないので、本稿では引用文献に含めていない。なお、本宿層も笠井(1934)の命名によるとされるが、「地層名辞典」には取り上げられていない。当時本宿層は、兜岩層の下位にくる化石を含まない火砕岩層と位置付けられていたらしく、時代や構造が未詳なので(藤本・小林, 1938; Ito, 1956), 地層としての関心を引かなかったのかも知れない。
- 註8) 荒船山のガラス質安山岩層の下底部は、黒曜岩様を呈して下位の湖成層に変質を与えたり地層を乱していることがあるという(八木, 1931; 榎山・君塚,

1934)。これは、湖に流入した溶岩流により、未固結な堆積物に変形あるいは変質したことを示すのであろう。溶岩流による湖成層の変形は、例えば更新世の塩原湖成層で明瞭に観察される(Itaya et al., 1989; 尾上, 1989)。河内・河内(1963)が報告した“局所的な不整合”もこのような現象と関係しているのかも知れない。個々の地層の間の関係を今後の調査で明らかにする必要がある。

- 註9) 足柄層群の時代は、かつては後期中新世 - 前期鮮新世とされていたが(「地層名辞典」による)、現在では後期鮮新世末 - 更新世(ca. 2-0.5 Ma)とする見解が多い(例えば、佐藤ほか, 1990; 今永, 1999)。この地層は安山岩質の溶岩や凝灰角礫岩を挟み同質の岩脈に貫かれるなど(例えば、Kuno, 1950)、堆積の場かその直近で火山活動が起こっていたことが分かる。これらの安山岩類は変質して(例えば、Seki et al., 1969; 佐藤ほか, 1990)、K-Ar年代の測定誤差がかなり大きい、全体としては化石から推定された地層の年代と似たような数値が報告されている(今永・山下, 1999)。1.2 MaのK-Ar年代が得られた矢倉岳石英閃緑岩体(倉沢ほか, 1989)もこれら安山岩類と一連の火成活動で貫入したのであろう。
- 註10) 松田(1980)に登場する“湘南火山帯”を検証する目的で、綱川・小林(1984)は房総半島先端部の野島崎で採取した径約20cmの“安山岩質角礫岩”のK-Ar年代を測定し、3 Maの結果を報告した(安山岩質溶岩角礫を測定、小林洋二, 2005, 私信)。鈴木ほか(1995)を参照すると、この角礫は後期鮮新世 - 中期更新世の千倉層群最下部に含まれていたものと推定される。千倉層群が異地性の火山岩塊を含む付加体(小川, 1988)などではなく、現在の分布域に近い場所で堆積したとすれば、“湘南火山帯”の想定が現実味を帯びて来よう。後期鮮新世以降フィリピン海プレートが北西進したとすれば(図7), その上に乗った伊豆は3 Maの頃には房総半島の近くにあった(例えば、本多・瀬野, 1988)、大量の火山噴出物を供給できたかも知れない。そのような可能性も考慮すると、“湘南火山帯”の実態として、白浜層群上部層や早川凝灰角礫岩層など伊豆 - 箱根地域の鮮新統に火山噴出物を供給した火山群が候補として浮かび上がってくる。もし、相模湾北方の丹沢山地や関東山地の東部に火山帯が続いていたという証拠が今後見出されれば、鮮新世火山フロントは平行に近い形で後退したことになり、伊豆 - 箱根地域ではフィリピン海プレートの移動効果のため、見かけ上フロントが移動しなかったようにみえているという結論になる。また、このような移動に足柄層群も加

わっていたとすると、矢倉岳岩体は現在よりいくぶん南東に位置したことになる。しかし、丹沢山地由来の礫が多産することから、足柄層群は現在地に近い場所で堆積したと考え、2次的な移動は無視して図6の第四紀火山フロントを描いてある。

註11) ここでは沈み込んだスラブの反時計回り回転を想定したのであるが、逆に陸側プレートの時計回り回転を想定することはできないだろうか。必要な回転角度はおよそ25度である。伊豆 - 小笠原弧との衝突で、関東山地は中新世以降に時計回りに大きく回転したとされるので(例えば, Hyodo and Niitsuma, 1986), そのような運動の延長線上に3-2Ma頃の回転があったとしても不思議ではないように思われる。しかし、松田(1989)は南部フォッサマグナの地質構造から、主な衝突は12Ma以前に終わっており、それ以降は1Ma以後の伊豆地塊の衝突だけであるとしている。伊豆地塊の衝突が関東山地全体を回転させたとは考えにくいだが、実際に本宿層の磁化方位は南北系のものが卓越しており(本宿団体研究グループ, 1970), 25度の回転を読み取ることは難しい。後期中新世の秩父岩体(ca. 8-5 Ma, 図2のCb)の磁化方位もほぼ南北であって(Ueno and Tonouchi, 1987; Takahashi and Nomura, 1989), 鮮新世以降の関東山地にしかるべき回転を仮定することはできない。

文 献

- Asano, S., Wada, K., Yoshii, T., Hayakawa, M., Misawa, Y., Moriya, T., Kanazawa, T., Murakami, H., Suzuki, F., Kubota, R. and Suchiro, K. (1985): Crustal structure in the northern part of the Philippine Sea plate as derived from seismic observations of Hatoyama-off Izu Peninsula explosions. *Jour. Phys. Earth*, **33**: 173-189.
- Berggren, W.A., Kent, D.V. and van Couvering, J.A. (1985): Neogene geochronology and chronostratigraphy. In: Snelling, N.J. ed., *Geochronology of the Geological Record*, Geol. Soc. Memoir, **10**: 211-265.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C. and Aubry, M. (1995): A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M. and Hardenbol, J. eds., *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*, SEPM Special Publication, **54**: 129-212.
- Blow, W.H. (1969): Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In: Bronnimann, P. and Rent, H.H. eds., *Proceedings of the First International Conference on Planctonic Microfossils* (Geneva, 1967), Laiden, E.J. Brill, **1**: 199-421.
- 地質調査所 (1969): 日本油田・ガス田図8 本宿, 1:25,000, 地質調査所。
- 地質調査所 (1992): 100万分の1日本地質図, 第3版, 地質調査所。
- 地学団体研究会編 (1996): 新版 地学事典, 平凡社, 東京, 1443p.
- 江藤哲人・尾田太良・長谷川四郎・本田信幸・船山政昭 (1987): 三浦半島中・北部の新生界の微化石生層序年代と古環境。横浜国立大理科紀要(第2類), **34**: 41-57.
- 藤本治義 編(1958): 南佐久郡地質誌。長野県南佐久教育会, 長野県南佐久郡, 314p.
- 藤本治義・小林 学 (1938): 群馬県碓氷川及び澗川地域の第三紀層に就いて。地質雑, **45**: 205-227.
- 群馬県地質図作成委員会(1999): 群馬県10万分の1地質図, 内外地図株式会社, 東京。
- 長谷川善和・野刈家宏・輿水太伸・茨城宣雄(1993): 第三紀兜岩層群の蛙化石。横浜国立大学野外教育研究報告, **11**: 9-15.
- 長谷川善和・松島義章・小泉明裕・山田 勲・平田大二 (1998): 愛川町の地質。愛川町郷土博物館展示基礎調査会報告書 第6集, 愛川町教育委員会, 53p.
- 本多 了・瀨野徹三 (1988): 黒滝不整合と上総トラフ出現の地学的意味。月刊地球, **10**: 624-629.
- Hyodo, H. and Niitsuma, N. (1986): Tectonic rotation of the Kanto Mountains, related with the opening of the Japan Sea and collision of the Tanzawa Block since Middle Miocene. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, **38**: 335-348.
- 飯島南海夫 (1962): フォッサ・マグナ北東部の火山層序学的並びに岩石学的研究(その1) 火山層序学的研究。信州大学教育学部紀要, **12**: 86-133.
- 今永 勇 (1999): 足柄層群の構造。神奈川県博調査研報(自然), **9**: 41-56.
- 今永 勇・山下浩之 (1999): 足柄・丹沢・大磯・三浦半島分布する新生代火成活動のK-Ar年代。神奈川県博調査研報(自然), **9**: 179-188.
- Ishida, M. (1992): Geometry and relative motion of the Philippine Sea plate and Pacific plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan. *Jour. Geophys. Res.*, **97**: 489-513.
- Itaya, T., Okada, T., Onoe, T. and Isshiki, N. (1989): K-Ar ages of the Middle Pleistocene Takahara volcano, central Japan, and argon release processes in cooling lava. *Mass Spectroscopy*, **37**: 365-374.
- Ito, K. (1956): A dissected Tertiary caldera of Motojuku, Gumma Prefecture. *Sci. Pap. College of. General Educ., Univ. Tokyo*, **6**: 113-122.
- 貝塚爽平 (1987): 関東の第四紀地殻変動。地学雑誌, **96**: 223-240.
- 神谷眞一郎・久保篤規・小林洋二 (2004): 丹沢の下で沈み込むフィリピン海プレート。地球惑星科学関連学会2004年合同大会予稿集, K073-O12.
- Kaneoka, I. (1972): The effect of hydration on the K/Ar ages of volcanic rocks. *Earth Planet. Sci., Lett.*, **14**: 216-220.
- 兼岡一郎・石田 高・長尾敬介 (1993a): 甲府盆地東部の岩脈群(峡東岩脈群)の活動時期 K-Ar年代測定に基づいた推定。火山, **38**: 57-61.
- 兼岡一郎・河内晋平・長尾敬介 (1993b): 八ヶ岳東方地域の第三紀及び第四紀火山の活動時期 K-Ar年代からの推定。日本火山学会1993年度秋季大会講演予稿集, p.76.
- Kaneoka, I., Matsubayashi, O., Zashu, S. and Aramaki, S. (1979): K-Ar ages of Late Tertiary volcanic rocks in the Asama area. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **85**: 547-549.
- Kaneoka, I., Mehnert, H., Zashu, S. and Kawachi, S. (1980): Pleistocene volcanic activities in the Fossa Magna region, central Japan K-Ar age studies of the Yatsugatake volcanic chain. *Geochem. Jour.*, **14**: 249-257.
- 河内晋平 (1977): 八ヶ岳地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所。
- 河内晋平・河内洋佑 (1963): 霧ヶ峰・荒船山地区における鮮新世火山

- 活動．地球科学，**64**: 1-7.
- Kosaka, T., Kitazume, O., Takano, T. and Fujishiro, T. (1998): Lower Miocene stratigraphy and its paleo-environments of the Ame and Nukui River areas, northwestern part of the Kanto Mountains, central Japan. *Earth Sci. (Chikyuu Kagaku)*, **52**: 136-152.
- 奥水太伸 (1982): 長野・群馬県境 新第三紀兜岩植物化石層産昆虫化石．地学研究，**33**:7-12.
- 奥水太伸 (1984): 長野・群馬県境 新第三紀兜岩植物化石層産動物化石．地学研究，**35**:7-12.
- 久保篤規・神谷眞一郎・小林洋二 (2004): 伊豆弧は衝突しているのか、それとも沈み込もうとしているのか? :メカニズム解とトモグラフィからの考察．地球惑星科学関連学会200年合同大会予稿集, T054-P004.
- Kuno, H. (1950): Geology of Hakone volcano and adjacent areas Part 1. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec.2*, **7**: 257-279.
- 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.
- 横山次郎・君塚康治郎 (1934): 長野県南佐久郡樽ノ澤産蛙化石．地球，**21**: 325-328.
- 松田時彦 (1966): 地蔵平付近の地質，とくに進入岩類について．神奈川温泉研究所報告，**4**: 21-31.
- 松田時彦 (1980): 伊豆の行方 最近数百万年の移動方向．月刊地球，**2**: 164-168.
- 松田時彦 (1989): 南部フォッサマグナ多重衝突説の吟味．月刊地球，**11**: 522-525.
- McDougall, I. and Harrison, T.M. (1988): Geochronology and Thermochronology by the ⁴⁰Ar/³⁹Ar Method. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, Oxford University Press, New York, 212p.
- 本宿団体研究グループ (1970): グリーンタフ変動の研究 本宿グリーンタフ層についての 団体研究．地団研専報，**16**: 95p.
- 日本地質学会地層名辞典刊行委員会編(1954): 地層名辞典 日本新生世界の部A-I．東京大学出版会, 294p．
- 日本地質学会地層名辞典刊行委員会編(1955): 地層名辞典 日本新生世界の部K-N．東京大学出版会, 789p．
- 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.
- 野口伸一 (1998): 関東地域の地震活動・発震機構・火山フロントとフィリピン海および太平洋プレートの沈み込み．地震研究所彙報，**73**: 73-103.
- Nokariya, H. and Hasegawa, Y. (1998): Two fossils ranids from the Late Tertiary Kabutoiwa Formation, Gunma Prefecture, Central Japan. *Bull. Gunma Mus. of Natu. Hist.*, **2**: 1-10.
- 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.
- 野村 哲・海老原充 (1988): 群馬県西部新生代火山岩類のK-Ar年代と古地磁気．群馬大学教養部紀要，**22**: 65-78.
- 野村 哲・海老原充(1991): 群馬・長野県境付近に分布する新生代火山岩類のK-Ar年代と地史的考察．群馬大学教養部紀要，**25**:109-117.
- 野村 哲・小坂共栄 (1987): 群馬県南西部の新第三系の地質構造発達史．群馬大学教養部紀要，**21**:51-68.
- 小川勇二郎(1988):相模トラフの発達史的解釈．月刊地球，**10**: 638-646.
- 太田英将・石黒 均・岩橋 悟・新妻信明 (1986): 丹沢山地東部の地質．静岡大学地球科学研究報告，**12**:153-186.
- 小野晃司・渡辺一徳・駒沢正夫(1993): 重力データからみた阿蘇カルデラの構造．月刊地球，**15**: 686-690.
- 尾上 亨 (1989): 栃木県塩原産更新世植物群による古環境解析．地質調査書報告, No.269, 207p.
- Otuka, Y. (1932): Post Pliocene crustal movements in the Outer Zone of Southwest Japan and in the "Fossa Magna". *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.*, **10**: 701-722.
- 尾崎公彦(1984): 兜岩層 (上部本宿層) 産イヌマンサク属およびオオギリ属の化石について．横浜国立大学野外教育研究報告，**2**: 1-8.
- Ozaki, K. (1991): Late Miocene and Pliocene floras in central Honshu, Japan. *Bull. Kanagawa Pref. Museum Natural Science, Spec. Issue*, **244p**.
- 佐川栄次郎 (1898a): 荒船旧火山地質調査報文．震災予防調査会報告 第19号, 震災予防調査会, 47p.
- 佐川栄次郎 (1898b): 妙義山．地質雑，**5**: 83-96.
- 佐川栄次郎 (1898c): 荒船旧火山．地質雑，**5**: 329-337.
- 佐川栄次郎 (1898d): 荒船旧火山．地質雑，**5**: 419-433.
- 佐川栄次郎 (1899): 荒船旧火山．地質雑，**6**: 1-6.
- Sato, K. (1991): Miocene granitoid magmatism at the island-arc junction, central Japan. *Modern Geol.*, **15**: 367-399.
- 佐藤興平 (2002a): 群馬県南牧村砥沢の金鉱山跡調査報告 (続) 砥沢岩体のK-Ar年代と南牧村周辺地域の新生代火成活動史．群馬県立自然史博物館研究報告，**6**:59-74.
- 佐藤興平 (2002b): 石の年齢と大地の動き: 地質年代学の視点．骨材資源，**34** (133):1-11.
- 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・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．
- 佐藤興平・鈴木正男・柴田 賢 (1990): アパタイトのフィッション・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.
- Seki, Y., Oki, Y., Matsuda, T., Mikami, K. and Okumura, K. (1969): Metamorphism in the Tanzawa Mountains, central Japan () and (). *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **61**:1-24 and 50-75.
- Seno, T. (1989): Philippine Sea plate kinematics. *Modern Geol.*, **14**: 87-97.
- Steiger, R.H. and Jäger, E. (1977): Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants on geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci., Lett.*, **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.
- 鈴木正男・杉原重夫 (1983): フィッション・トラック年代からみた上総層群の鮮新/更新世境界．日本第四紀学会講演要旨集．**13**: 69-70.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・岡 重文・ト部厚志・遠藤 毅・堀口万吉・江藤哲人・菊地隆男・山内靖喜・中嶋輝充・徳橋秀一・楡井 久・原 雄・中山俊雄・奈須紀幸・加々美英雄・木村政昭・本座栄一 (1995): 10万分の1東京湾とその周辺の地質 (第2版) 説明書．特殊地質図 (20), 地質調査所, 109p.
- Takahashi, M. and Nomura, S. (1989): Paleomagnetism of the Chichibu Quartz Diorite Constraints on the time of lateral bending of the Kanto Syntaxis. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, **41**:479-489.
- 綱川秀夫・小林洋二 (1984): 房総半島野島崎第三紀層に含まれる礫

のK-Ar年代．火山第2集，**29**: 57-58.

内海 茂・中野 俊・宇都浩三 (1998): 20万分の1地質図幅「長野」地域の年代未詳岩石のK-Ar年代．地質調査所月報，**49**:189-193.

Ueno, H. and Tonouchi, S. (1987): Paleomagnetic evidence for the timing of formation of the Chichibu pyrometasomatic deposits, Japan. Econ. Geol.,**82**:1723-1731.

渡辺真人・壇原 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.

八木貞助 (1928): 信州南佐久郡畑八産象歯化石と其地層について．地学雑誌，**40**: 308-322.

八木貞助 (1931): 信濃荒船火山兜岩産の植物化石と其周辺地質との関係．地学雑誌，**43**: 262-283.

追記

註10)の「湘南火山帯」に関連する議論の記録として、例えば成瀬 洋・杉村 新・小池 清 (1951): 房総南端 新第三紀層．地質雑, vol.57, 511-526の523頁には「安山岩質の火砕物質をもたらした火山活動の中心は浦賀水道の出口付近にあったと想像される」という記述がある。(元神戸大学教授の杉村 新博士のご教示による.)