

## 栃木県茂木地域に分布する中川層群の地質年代とテクトニックな意義

高橋雅紀\* 星 博幸\*\*

TAKAHASHI Masaki and HOSHI Hiroyuki (1996) Geologic age of the Nakagawa Group in the Motegi area, Tochigi Prefecture : Tectonic significance. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 47 (6), p. 317-333, 12 figs., 1 table.

**Abstract** : A thick volcanic sequence of the Nakagawa Group is distributed in the Motegi area, located in the southern part of Northeast (NE) Japan. This sequence is divided in ascending order into the following four formations ; the Ichiba (poorly sorted conglomerate), Motokozawa (lacustrine deposits), Yamanouchi (basaltic to andesitic volcanoclastis with frequent intercalations of lavas) and the Motegi (felsic pyroclastic rocks with andesite and dacite lavas and intrusives) Formations. The Yamanouchi Formation overlies the Motokozawa Formation with disconformity, and the Motegi Formation overlaps the underlying strata. Thus the Nakagawa Group is mainly composed of volcanoclastic rocks, while the overlying Arakawa Group consists of fossiliferous marine sediments. Recently established magnetostratigraphy in the Nakagawa Group is correlated with the recent geomagnetic polarity time scale of Cande and Kent (1995). Based on newly obtained fission track age and previously reported radiometric ages ; the lower, middle and upper parts of the Yamanouchi Formation are correlated to the Chron C5Dr (18.281-17.615 Ma), Chron C5Dn (17.615-17.277 Ma) and Chron C5Cr (17.277-16.726 Ma), respectively. The Motokozawa Formation may be correlated to the Chron C5Cr using the magnetic polarity of the syndepositional basaltic sills (Motokozawa Basalt). The volcanic rocks of the Motegi Formation display only reversed polarity, which can be correlated to the Chron C5Cr. The age of the lowest horizon of the Arakawa Group is estimated to be 15.1 Ma, based on the microfossils. This implies that the duration between the Nakagawa and overlying Arakawa Groups was 1.6 m.y. or longer. The E-W extensional deformation, deduced from macro- and mesoscopic faults observations, occurred between 16.7 and 15.1 Ma, because the formation and activity of these fractures were limited during the stratigraphic gap between the two Groups. This extensional deformation was probably caused by rifting of the lithosphere in NE Japan.

### 要 旨

栃木県茂木地域には前期中新世の火山岩を主とする中川層群が分布し、下位より市場層、元古沢層、山内層及び茂木層に区分されている。これら火山岩について確立された古地磁気層序を、新たに得られた放射年代値にもとづいて Cande and Kent (1995) の地磁気年代尺度に対比した。中川層群の主体をなす山内層は安山岩質火山砕屑岩よりなり、多数の溶岩流を挟在する。山内層の中・下部の溶岩は正帯磁しており、Chron C5Dn (17.615-17.277 Ma) に対比される。また、山内層上部から茂木層にかけて挟在する溶岩流はすべて逆帯磁しており、

Chron C5Cr (17.277-16.726 Ma) に対比されうる。これに対し、山内層最下部の逆帯磁した溶岩流は、Chron C5Dr (18.281-17.615 Ma) に噴出したと判断される。非整合をはさんで下位に位置する元古沢層の玄武岩はすべて逆帯磁しており、放射年代値を考慮するとそれらは Chron C5Dr (18.281-17.615 Ma) に対比される。これら中川層群には南北性正断層が発達するが、中川層群を不整合に覆う海成中新統荒川層群は非変形である。したがって、茂木地域の東西伸張場における変形運動は、両層群の間の不整合による時間間隙 (16.7-15.1 Ma) に限定される。

\* 燃料資源部 Fuel Resources Department (GSJ)

\*\* 東北大学理学部地圏環境科学科 (Faculty of Science, Tohoku University. Aobaku, Sendai, 980-77 Japan)

Keywords : Motegi area, Nakagawa Group, Early Miocene, extension tectonics, geochronology

1. はじめに

近年、本邦各地で岩石の古地磁気方位にもとづいた地質体の水平回転運動に関する研究が精力的に行われている。中期中新世初期に西南日本が時計回りに回転したことを明らかにし、更にそれを日本海の急速な拡大と関連させた研究 (Otofuji *et al.*, 1985, Hayashida, 1986 など) は、古地磁気的手法をテクトニクスに応用した一例である。このように、地質体の回転運動は古地磁気を測定することにより定量的に把握することが可能であるが、得られた古地磁気データは適切な年代と組み合わせはじめて地質学的意味を有することは言うまでもない。さらに、研究対象とした地質体が回転運動に加え傾動や褶曲等の変形構造を示す場合、それらの補正は時として非常に困難な場合がある。したがって、回転テクトニクスを研究する際、対象とする地質体にはいくつかの条件が要求される。そのうち最も重要なのは、測定される岩石が安定な残留磁気を保存しており、かつその獲得年代が明確に把握できることである。つぎに、回転運動以外の成分 (傾動など) が補正できることが必要不可欠で、傾動補正が困難な貫入岩の古地磁気方位から回転量を見積もることは困難である。また、傾斜している地層についても、それが軸傾斜した褶曲構造に起因する場合には、軸傾斜補正した後の走向・傾斜により更に適切な補正が必要となる。これらのことから、どのような補正を施すかを吟味するには、単に試料を採取した露頭の地質構造だけではなく、充分広い範囲の地質構造を調べる必要があるといえよう。地層の傾動補正によって、見かけ上偏角 (declination) が大きく変化する場合があります、回転量を過大あるいは過小に見積もってしまうことがあることを常に念頭に入れておかなければならない。更に、得られた古地磁気方位がどのくらいの時間及び地理的範囲を反映しているかを適切に評価する必要がある。すなわち、古地磁気データが永年変化の影響を相殺するだけの時間幅を有しているかどうか、また、得られた方位が露頭規模の運動 (地滑りや断層による局所的引きずり等) を反映しているのか、それとも日本列島規模の回転運動を表しているのか等を、地質情報を頼りに考察しなければならない。古地磁気学、年代学、及び地質学的情報それぞれの質と量がつり合って、はじめて意味のあるテクトニックな議論がなされるのである。

東北日本のテクトニクスについてみると、15Ma に反時計回りに 45° 回転したとする解釈が Otofuji *et al.* (1994) により示されている。Otofuji *et al.* (1994) は東北日本の広い地域から試料を採取し、古地磁気方位と放

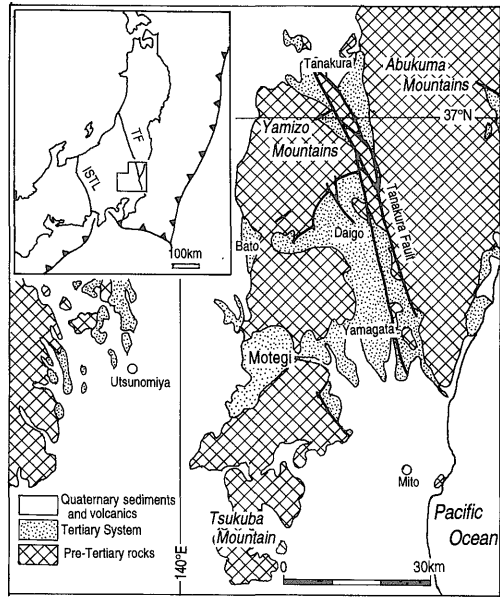


Fig. 1 Location of the Motegi area.

射年代値に基づいて東北日本の回転運動を推定したが、個々の古地磁気方位がどの程度の時間幅を代表しどの程度の広がり回転を反映しているか、詳細な地質学的検討はなされていない。一方、東北日本はひとつのブロックとして回転したのではなく、回転時に多数のブロックに分割されて、それら各々が個別に回転したという見解も広岡 (1989)、林田 (1994)、山路ほか (1994) により示されている。東北日本に発達する多数のハーフグラabenの活動期間から推定された島弧のリフティングは 18-15 Ma と考えられている (Yamaji, 1990) が、東北日本の回転運動との関連については不明な点が多い。

東北日本に関するこのような背景と当初に示した条件を念頭に、我々は栃木県東部の茂木地域に分布する下部中新統中川層群の火山岩類について、詳細な地質調査をもとに古地磁気学的・放射年代学的研究を行った。茂木地域は前弧域に位置しており (Fig. 1)、前期中新世の火山岩の噴出以降、火山活動は全く認められない。したがって、各種火山岩類は、後の火山活動や埋没にともなう変質が軽微であることから、放射年代や古地磁気測定に適している。一方、中川層群の層序はすでに確立されており、更に地質構造の把握が比較的容易であることから、中川層群は回転テクトニクスに関連した研究に適した地質体の一つである。中川層群のうち主要な研究対象は溶岩であるが、その噴出は不連続であり、連続的な古地磁気情報を記録する海成層に比べ断片的であることは

否めない。しかしながら、火山岩に保存されている残留磁気は安定な熱残留磁化起源である場合が多く、また直接放射年代を測定することができるなど、海成層より優位な点も多い。中川層群に関する研究の一部はすでに公表してあるが、本論ではとくに中川層群の年代学的位置づけを明確にし、茂木地域に発達する断層から推定された前期中新世の造構運動と、東北日本及び関東地域の中新世テクトニクスとの関連した考察を、新たに測定した放射年代値とともに報告する。

## 2. 地質概説

最近、中川層群の層序及び地質構造に関する報告が、星・高橋(1996a)によりなされた。ここでは、彼らの報告に基づき、中川層群の地質の概要を述べるとともに、テクトニクスを考察する際に鍵となる地質構造の特徴を示す。なお、調査地域の中新統の模式柱状図と地質図、更に地質断面図を Figs. 2, 3 及び 4 にそれぞれ示す。

中川層群は八溝帯の中・古生界を基盤とし、茂木町から北方にかけて広く分布する陸成火山砕屑岩を主とする地層で、下位より市場層、元古沢層、山内層及び茂木層に区分される (Fig. 2)。これらの地層を傾斜不整合に覆う荒川層群は、中・後期中新世の海成層からなり、下位より小埴層、大金屬、田野倉層及び入江野層に区分される。調査地域においてはその北西部にのみ荒川層群下部が露出する。

中川層群最下部の市場層は陸成礫岩からなり、八溝帯の中・古生界を不整合に覆う。礫種及び層厚の側方変化が著しく、淘汰の悪い角礫-亜円礫岩を主とし、場所によっては崖錐性の産状を示し、また調査地域の北東部のみ厚く堆積しており、河川ないし扇状地堆積物と考えられる。

市場層に整合に重なる元古沢層は礫岩、砂岩、シルト岩と火山礫凝灰岩の互層からなり、亜炭層を頻繁に挟在する。シルト岩は平行葉理が明瞭で、層理面にそって保存の悪い植物化石を挟む。黒色シルト岩は腐泥堆積物起源と考えられ、また硫化鉄鉱が晶出していることから、元古沢層は溶存酸素の消失した汽水湖に堆積した湖底堆積物と考えられる。また、元古沢層には多数の玄武岩が認められ、それらは元古沢玄武岩 (Motokozawa Basalt) と呼ばれている。元古沢玄武岩はこれまで溶岩として報告されており (伊崎ほか, 1985; 周藤ほか, 1985)、中川層群の最初期の火山活動を示すものと考えられていた。しかし、星・高橋 (1995a, 1996b) は、①玄武岩に接する部分の堆積岩が濃緑色に変質し、接触面から上方数 10 cm の部分は緑色から淡緑色を呈すること、更に有機質に富む暗褐色湖底堆積物へと漸移しかつ脆弱化していること、②境界面は平面的ではなく不規則な形状を示すこと、③玄武岩中にスラブ状の堆積岩片が取り込まれていること、④境界面近傍の玄武岩には気孔が密集していること、⑤玄武岩がサブオフィティック組

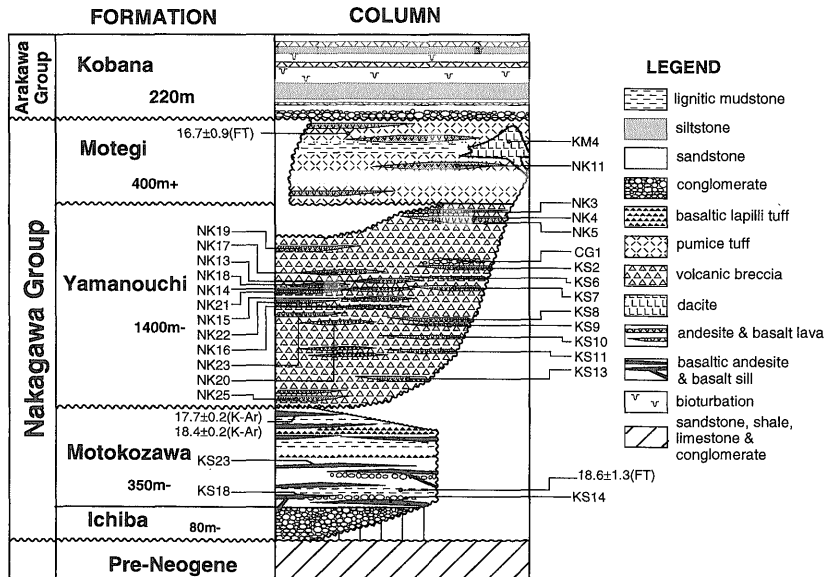


Fig. 2 Idealized stratigraphic column of the Neogene sequence of the Motegi area.

織を示すこと、などの観察事実から、元古沢玄武岩は堆積物の脱水作用が完了しないうちに貫入したシル(sill)であると判断した。すなわち、玄武岩は周囲の堆積物を取り込みながら貫入し、その貫入により堆積物は接触熱変成を受け、堆積物中の低温石英やガラスが再結晶したと解釈できよう。玄武岩の上・下面付近に気孔が濃集するのは、含水堆積物中に貫入したことで急冷され、揮発成分が急激に脱ガスしたためと考えられる。これら玄武岩が後述する山内層に全く観察されないことも、貫入が少なくとも山内層堆積以前であったことを示唆している。後述する放射年代値は、元古沢玄武岩が元古沢層の未ないし半固結の湖底堆積物中に貫入したシルとする観察事実と調和的であり、更にこの解釈は、貫入岩である元古沢玄武岩の古地磁気方位を周囲の地層(湖底堆積物)の構造で傾動補正する必要があることを示している。なお、元古沢層の最上位にはわずかに玄武岩質安山岩シルが貫入しているが、典型的元古沢玄武岩とは異なり貫入面近傍には気孔がほとんど発達していない。これら玄武岩質安山岩シルは、元古沢層の湖底堆積物がある程度脱水した後に貫入したものであると考えられ、元古沢玄武岩とは区別される。しかしながら、上位の山内層には全く貫入しないことから、玄武岩質安山岩の貫入は、山内層の堆積以前であったと考えられる。

山内層は中川層群の主部を占める最大積算層厚1400mの火山砕屑岩からなり、玄武岩及び安山岩溶岩を頻繁に挟む。玄武岩-安山岩質火山角礫岩を主とし、火山礫凝灰岩や凝灰角礫岩も認められる。本層中部には数層の火山礫岩が挟在し、一部については古地磁気の安定性と初生磁化の有無を検討する目的で、礫岩テストが行われている(星・高橋, 1995b)。大局的には下位の溶岩ほど苦鉄質である。また、貫入岩はほとんど認められない。山内層は調査地域中部を流れる那珂川沿いに厚く、より南方の逆川沿いでは急激に薄化することから、現在見られる山内層は成層火山の南東部に相当するものであろう。火山の中心火道はまだ確認されていないが、山内層の分布や層厚変化を考慮すると、調査地域の北西方に山体中心があったと推定される。なお、山内層は下位の元古沢層が浸食された地形的起伏を埋めるように堆積しているが、両者の地質構造に大差が認められないことから、現在観察される元古沢層の傾動は、少なくとも山内層堆積以後に求められる。このことは山内層堆積以前に活動した元古沢玄武岩の古地磁気方位を、周囲の地質構造に基づいて傾動補正するとして前記解釈に調和する。

中川層群の最上部は、珪長質火砕流堆積物とその再堆積物からなる茂木層であり、茂木町を中心に広く分布す

る。調査地域西方の宇都宮市周辺に分布し、「大谷石」として知られる大谷層とは同一層準と考えられるが、変質の程度は弱い。茂木層にも安山岩溶岩が挟在するが、デイサイトの貫入及び噴出岩が発達することが、下位層との明瞭な違いである。茂木層の地質構造はその分布から緩やかな盆状構造に支配されていると考えられ、個々の露頭の堆積物が示す傾斜は初生的である場合が多い。したがって、分布が広いにも関わらず、茂木層の層厚は400m前後と算定されている。

調査地域に最も特徴的な地質構造は南北性の断層群である(Figs. 3, 4)。最近、星・高橋(1996a)によりそれら断層の詳細が記載されるとともに、断層の運動センスについて報告された。それによると、これら南北性の西傾斜断層群は主として正断層として活動したものであり、断層により茂木層も変位していることから、その活動は少なくとも茂木層堆積以降にも生じたと判断される。Fig. 5は茂木地域北部における東西断面をもとに、断層による変移を補正し、元古沢層の湖底堆積物の地質構造が水平になるよう復元したものである。個々の断層の方向は南北方向であるから、断面の方向は $\sigma_3$ の方向に平行である。各傾動ブロック内部の塑性変形を無視すると、南北性正断層により中川層群はE-W方向に15%ほど引き延ばされていると算定される。また、断層近傍で地層の著しい層厚変化が認められないことや、断層運動に関連したと思われる崖錐性堆積物が観察されないことから、断層の活動時期は堆積と平行したもの(syn-depositional)ではないと判断される。これら南北性の正断層群を形成・活動させた応力場は現在の姿勢でE-W伸張と考えられ、断層の規則性や規模から類推して、当時の広域応力場を反映していたものであろう。中川層群の古地磁気方位に著しい偏りは認められないことから、断層の卓越方向とセンスから復元される応力場はほぼE-W伸張であったと考えられる(星・高橋, 1996a)。このことは、中川層群に発達する小断層の解析結果からも指示される(星・大槻, 1996)。

これに対し、圧縮場の存在を示す構造も断層面に記録されている。星・高橋(1996a)は、南北性正断層面上に横ずれセンスの断層擦痕が保存されていることを示した。この横ずれセンスの断層運動が正断層の活動以降の異なる応力場に起因するか、あるいは同時期のものかを区別することは困難であるが、最近報告された小断層の解析結果は、伸張応力場で形成された正断層群と、それ以降のNE-SW方向の圧縮場に起因すると思われるN-S方向の右横ずれ小断層群を明瞭に識別している(星・大槻, 1996)。したがって、中川層群が被った運動

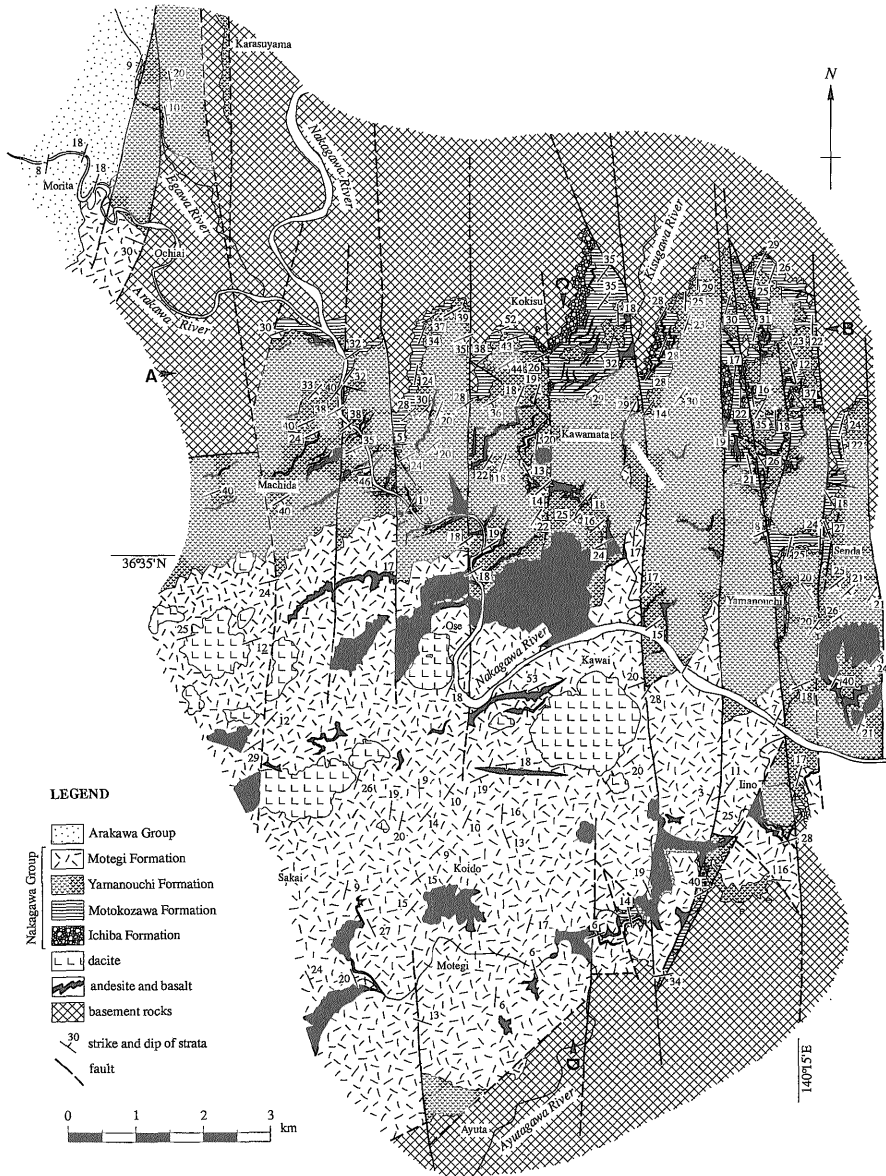


Fig. 3 Geological map of the Motegi area (Hoshi and Takahashi, 1996 a).

はほぼ E-W 方向の伸張場のもとでの正断層によるブロック化及び東ないし南東への傾動と、それ以降の NE-SW 方向の圧縮場による断層の横ずれセンスの再活動である。横ずれに伴うずれは地質図においては認められないことから、主要な運動は正断層の活動であったと判断される。

### 3. 地質年代

中川層群の年代学的位置づけに関する研究は、これまで皆無であった。わずかに関根 (1983) により阿仁合-台島混合植物群に属する植物化石が報告され、前期中新世と推定されていたが、最近若干の放射年代が測定され、また古地磁気層序が確立されたことにより、中川層群の地質年代はより明確にされた。更に、中川層群を傾斜不

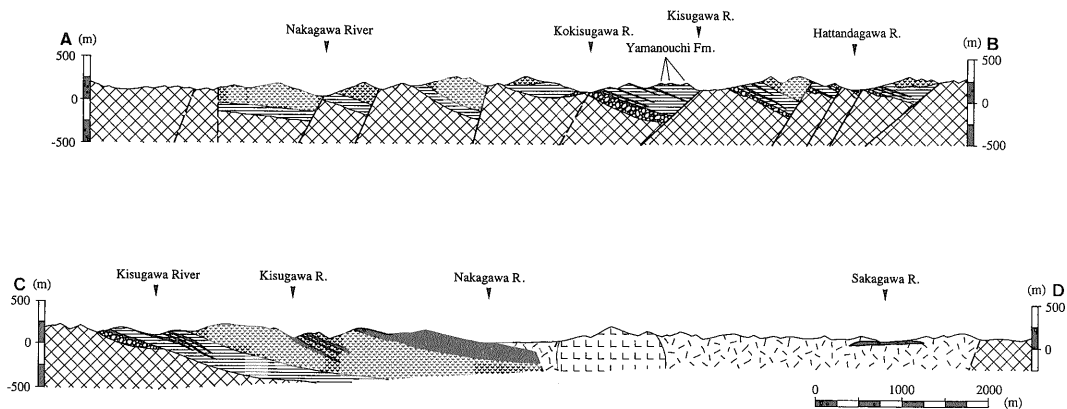


Fig. 4 Geological cross sections of the Early Miocene volcanoclastic rocks of the Motegi area (Hoshi and Takahashi, 1996 a).

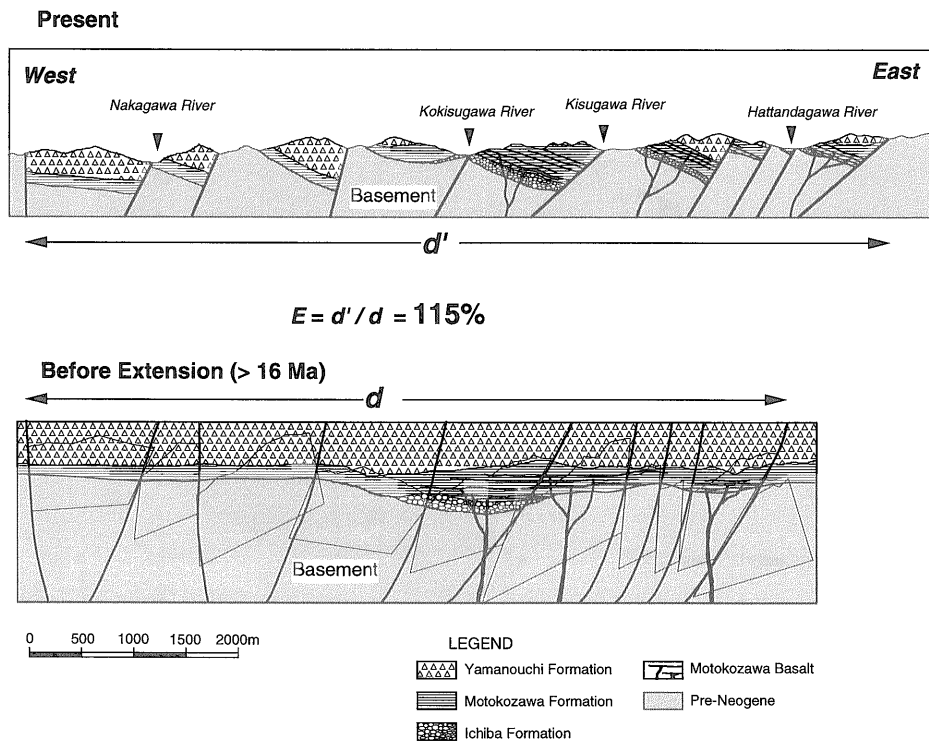


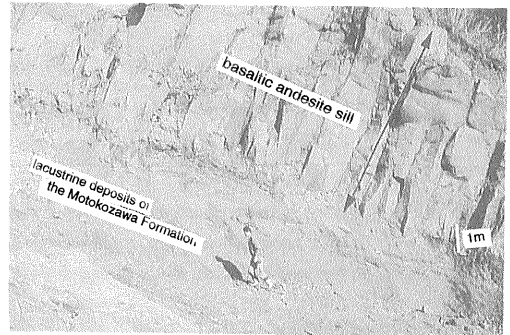
Fig. 5 Reconstruction of the geological cross section of the northern part of the Motegi area. The Lower Miocene Nakagawa Group has been stretched about 15% under E-W extensional stress field, which has occurred during the stratigraphic gap between the Nakagawa and Arakawa Groups (16.7-15.1 Ma). This extensional deformation was probably caused by the rifting of Northeast Japan.

整合に覆う荒川層群の浮遊性微化石に関する情報が報告され、中川層群の年代の上限が確定された。ここでは、最近報告された各種の年代学的制約条件を、今回新たに得られたフィッシュン・トラック年代値とともに列記し、中川層群の年代について考察する。

### 3.1 放射年代

中川層群には非ないし弱変質火山岩が発達するにも関わらず、これまで放射年代学的研究はなされなかった。最近、高橋・星 (1995) により、元古沢層最上部に貫入する玄武岩質安山岩シルの K-Ar 年代と、茂木層の軽石凝灰岩のフィッシュン・トラック年代が報告された。元古沢層は玄武岩質火山礫凝灰岩を頻繁に挟在するものの、放射年代測定に適した火山岩は非常に限られる。高橋・星 (1995) は、元古沢層の年代の上限を与える目的で、その最上部に貫入する玄武岩質安山岩シルの K-Ar 年代を測定し、 $17.7 \pm 0.2$  Ma 及び  $18.4 \pm 0.2$  Ma の年代値を得た (Figs. 6, 7)。これらの年代は元古沢層の年代を直接示すものではないが、元古沢層の上限年代 (約 18 Ma) を示しているといえよう。一方、茂木町の茂木駅南西においてかつて稼業されていた「茂木石」採石場には、茂木層に属する層理の明瞭な軽石質中粒-粗粒凝灰岩が露出しており、異質岩片の少ない部分について採取した試料 (Fig. 6 の MT-1) よりジルコンを抽出した。その

フィッシュン・トラック年代が測定された。試料のジルコン含有量は 200 個 /0.25 kg であり、結晶表面の状態は良、また本質結晶含有率は 80% と判断された。得られた



Sample	Material Analyzed	K wt %	<sup>40</sup> Ar (radiogenic)		Age (±1σ) (Ma)
			n/g	% total	
YA-3*	Whole rock	0.455	0.3138	73	$17.7 \pm 0.2$
			0.3276	71	$18.4 \pm 0.2$

\* Takahashi & Hoshi (1995)

Fig. 7 Outcrop photograph of a basaltic andesite which has intruded into the laminated lacustrine deposits of the Motokozawa Formation concordantly, and the K-Ar age data of this sill (YA-3).

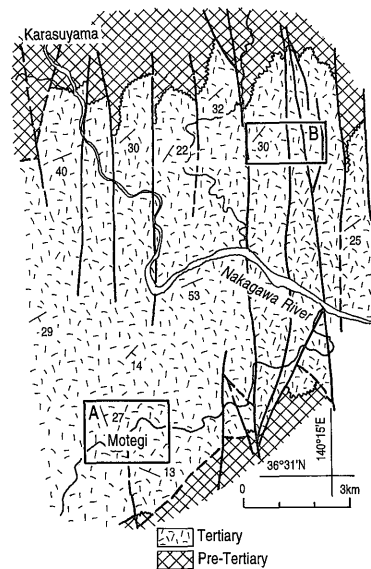
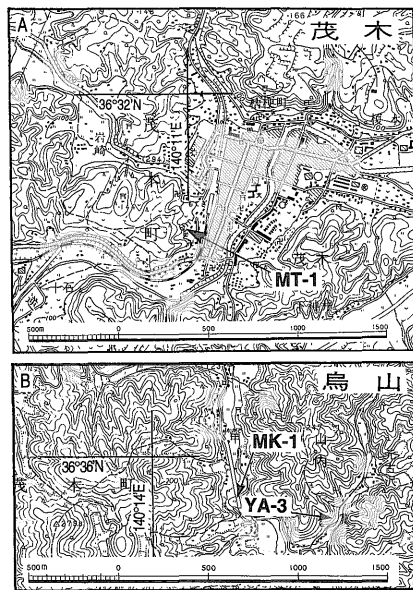


Fig. 6 Map showing sample localities for radiometric dating (topographic maps: "Motegi" and "Karasuyama", scale 1/25,000 by the Geographical Survey Institute).

Table 1 Fission track ages of zircon crystals obtained from the pumice tuff in the Motegi Formation (MT-1; Takahashi and Hoshi, 1995) and from the fine-grained tuff in the Motokozawa Formation (MK-1; this work).

Sample	No. of crystals	Spontaneous $\rho_s$ (cm <sup>-2</sup> )	(Ns)	Induced $\rho_i$ (cm <sup>-2</sup> )	(Ni)	$P(\chi^2)$ (%)	Dosimeter $\rho_d$ (cm <sup>-2</sup> )	(Nd)	$r$	U-content (ppm)	Age ( $\pm 1\sigma$ ) (Ma)
MT-1*	30	$2.66 \times 10^6$	(1044)	$3.73 \times 10^6$	(1723)	14	$7.42 \times 10^4$	(1142)	0.732	400	<b>16.7<math>\pm</math>0.9</b>
MK-1	29	$8.63 \times 10^5$	(387)	$1.46 \times 10^5$	(653)	83	$8.44 \times 10^4$	(1299)	0.904	140	<b>18.6<math>\pm</math>1.3</b>

\* Takahashi & Hoshi (1995)

- (1)  $\rho$  and  $N$  are the density and the total number of fission tracks counted, respectively.
- (2) Analyses were made by the external detector method using geometry factors of 1 for  $2\pi/2\pi$ (ED2).
- (3) Age was calculated using a dosimeter glass SRM612 and age calibration factor  $z$ (ED2)=372 $\pm$ 5.(Danbara et al., 1991).
- (4)  $P(\chi^2)$  is the probability of obtaining the  $\chi^2$ -value for  $v$  degrees of freedom (where  $v$ =number of crystals-1).
- (5)  $r$  is the correlation coefficient between  $\rho_s$  and  $\rho_i$ .
- (6) Sample was irradiated using TRIGA MARK II nuclear reactor of St. Paul's University (Rikkyo Daigaku), Japan.

年代値は 16.7 $\pm$ 0.9 Ma (Table 1) であり、誤差が大きいものの茂木層の珪長質火山活動は前期中新世後期であったと判断される。元古沢層と茂木層に挟まれる山内層には多数の玄武岩-安山岩溶岩が挟在しているもの、放射年代に関する報告は皆無である。上・下位層の放射年代値から山内層の年代は 18-17 Ma と推察される。

以上のように、これまで元古沢層は 18 Ma 以前の地層であると間接的に推定されていたが、今回、元古沢層に挟在する淡緑色に変質した珪長質細粒凝灰岩のフィッシュン・トラック年代の測定を試みた。測定試料 (MK-1) は、調査地域北東部の山内付近に露出する元古沢層より採取した淡緑色細粒凝灰岩である (Fig. 6)。ジルコン結晶含有量は 500 個 / 0.3 kg であり、本質結晶含有率は 50% であった。また、測定粒子の均質性は良であるが、全測定粒子を通じて短縮化傾向をもつ自発トラックが少量だが観察され、試料が何らかの再加熱を受けた徴候が認められている。実際、試料採取層準近傍の元古沢層中には、複数の元古沢玄武岩が貫入していることから、それらの熱的影響を反映しているものと考えられる。しかしながら、再加熱歴を示唆するトラックの短縮化の程度は比較的小さく、測定値に影響は与えないと判断され、得られた年代値 (18.6 $\pm$ 1.3 Ma) は元古沢層の堆積年代を示すと判断される (Table 1)。この年代値は、前述した元古沢層に貫入する玄武岩質安山岩シルの K-Ar 年代とも調和する。

### 3.2 古地磁気層序

地磁気が地質時代を通じてしばしば逆転することを利

用し、汎地球規模の等時間面を設定することが可能である。岩石が記録している残留磁化の層序変化に基づき確立される古地磁気層序は、そのみでは定量的年代を把握することは困難であるが、他の情報、例えば放射年代などによる制約条件と組ませ、規準となる地磁気年代尺度 (geomagnetic polarity time scale) に正確に対比することができれば、その年代を定量的に把握することができる。中川層群の層序は明確に確立されており、また頻繁に溶岩を挟在していることから、星・高橋 (1996 b) により古地磁気層序が確立された。ここでは、彼らの確立した茂木火山岩類の古地磁気層序の概要を述べるとともに、前述した放射年代値を制約条件として地磁気年代尺度との対比を行い、茂木火山岩類の年代学的位置づけを考察する。なお、古地磁気層序が確立された地質断面 (柱状図) 作成ルートを Fig. 8 に、各ルートの地質柱状図を得られた古地磁気情報と放射年代値とともに Fig. 9 に示す。

Fig. 9 においては、各サイト毎に得られた古地磁気方位をもとに仮想的な地磁気極 (VGP) を計算し、その緯度を示した。VGP の緯度が 90°N~60°N にあるものを正帯磁、90°S~60°S のものを逆帯磁とし、その間のものはエクスカッションや磁場逆転過程などに伴う異常帯磁とすると、NK13 及び NK14 の 2 サイトを除いて古地磁気の極性が決定される。星・高橋 (1996 b) は、それらの層序変化から 3 つの古地磁気極性区分 (magnetostigraphic polarity zone) を認定した。それによると、山内層中・下部において確認された正磁



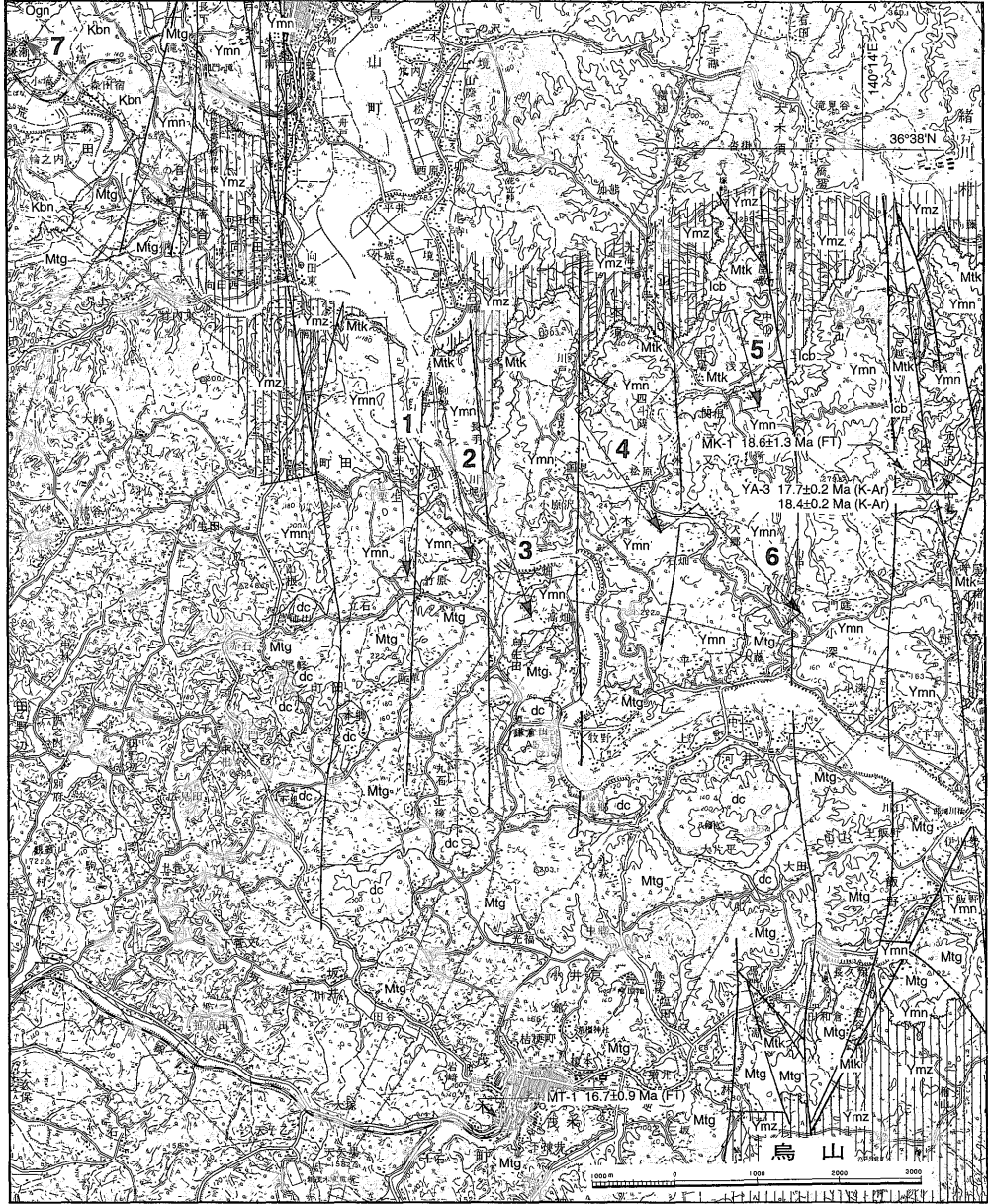


Fig. 8 Map showing the routes of each columnar section (topographic maps: "Karasuyama" and "Hitachiomiya", scale 1/50,000 by the Geographical Survey Institute).

極帯を MTG-B 正磁極帯とし、より下位及び上位の逆磁極帯をそれぞれ MTG-C 逆磁極帯及び MTG-A 逆磁極帯として設定した (Fig. 9)。この逆→正→逆の古地磁気層序は、層序関係が明瞭な溶岩の古地磁気データにのみ設定され、すべて逆帯磁している元古沢玄武岩については設定されていない。

つぎに、得られた古地磁気層序と地磁気年代尺度との対比を試みてみよう。中川層群からはいくつかの放射年代値と化石が得られており、それらを考慮して得られた古地磁気層序を地磁気年代尺度に対比することが可能である。ここでは、Cande and Kent (1995) によって提示された地磁気年代尺度との対比を試みる。まず、元古沢

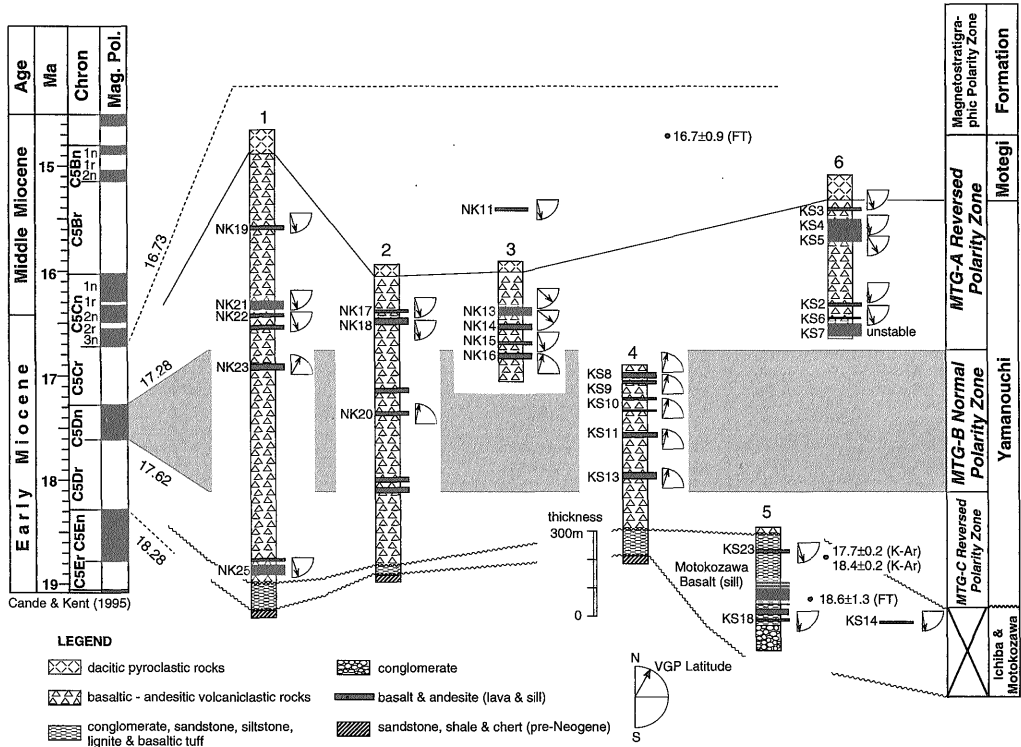


Fig. 9 Magnetostratigraphic results of the Early Miocene volcanic sequence of the Nakagawa Group with geochronologic constraints, partly modified from Hoshi and Takahashi (1996 b).

層から産出する植物化石及び花粉化石組成は関根 (1983) によると「阿仁合、台島両植物化石群の中間漸移型を示すもの」であり、阿仁合型から台島型への移行期の組成を示しているものと推測される。そして元古沢層の最上部を貫く玄武岩質安山岩の K-Ar 全岩年代が  $17.7 \pm 0.2$  Ma 及び  $18.4 \pm 0.2$  Ma であること (高橋・星, 1995), また鈴木 (1989) により見積もられた台島型タクサが出揃う推定年代 17.5 Ma を考慮し, 更に今回得られた元古沢層の細粒凝灰岩のフィッション・トラック年代値 ( $18.6 \pm 1.3$  Ma) にもとづくと, 元古沢層は 18 Ma 前後の地層と考えられる。逆帯磁の元古沢玄武岩は元古沢層の堆積直後に貫入したと考えられるため, 元古沢玄武岩は 18 Ma 前後の逆磁極期, すなわち, Cande and Kent (1995) の Chron C5Dr ( $18.281-17.615$  Ma) に貫入・冷却したと判断される (Fig. 9)。

つぎに, 山内層から茂木層上部にかけて認められた逆→正→逆の極性変化 (MTG-C 逆磁極帯, MTG-B 正磁極帯, MTG-A 逆磁極帯) については, 茂木層の軽石凝灰岩について  $16.7 \pm 0.9$  Ma のフィッション・トラック

年代が得られていることから, Cande and Kent (1995) の Chron C5Dr ( $18.281-17.615$  Ma), Chron C5Dn ( $17.615-17.277$  Ma) 及び Chron C5Cr ( $17.277-16.726$  Ma) にそれぞれ対比されると考えられる。したがって, 山内層最下部の溶岩 (NK25) と元古沢玄武岩はどちらも同一の逆磁極期に噴出ないし貫入・固結したものと判断され, 山内層と元古沢層の間の非整合による時間間隙は, 少なくとも 70 万年よりは短かったと考えられる。

### 3.3 荒川層群の微化石年代

最近, 茂木地域の北西方に分布する荒川層群の複合層序学的研究が精力的に進められている。荒川層群は海成中・上部中新統であり, 茂木層を傾斜不整合に覆うことから, その年代をもって中川層群の年代の上限を与えることができる。中川層群については放射年代や古地磁気層序により, その年代学的位置づけが明確に把握されつつあるが, 上限年代を示すと考えられる荒川層群の年代は, 単に中川層群の年代との整合性をチェックするだけでなく, 両者間の不整合の年代学的位置を明確にする目的でも非常に重要である。中川層群に発達する南北性

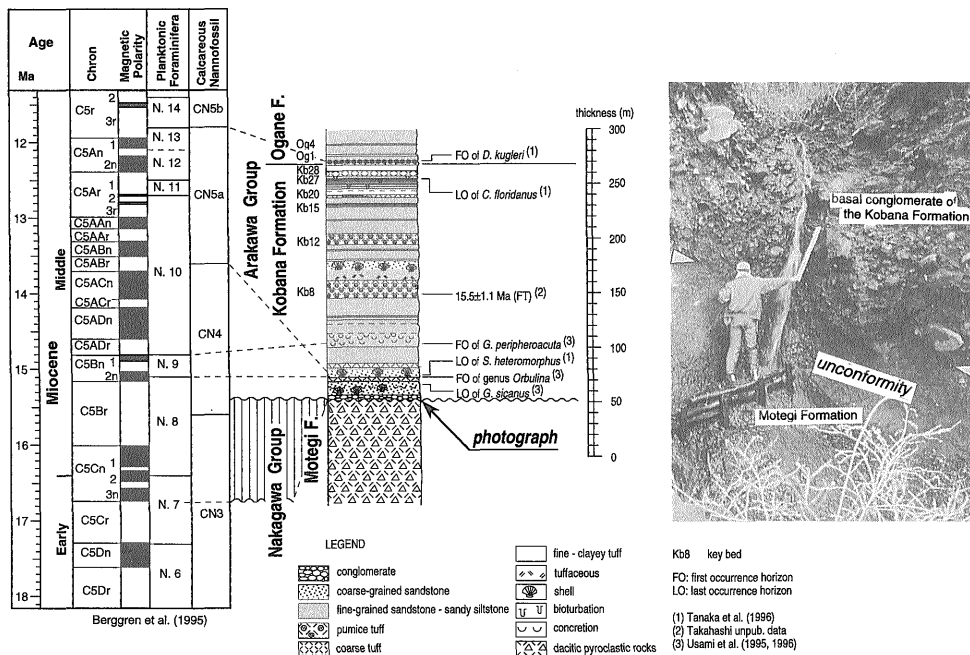


Fig. 10 Geologic age of the lower part of the Arakawa Group which covers the Nakagawa Group unconformably. The N. 8/N. 9 foraminiferal zone boundary, estimated as 15.1 Ma, was recognized at the lowest horizon of the Arakawa Group (Usami *et al.*, 1995, 1996), showing the youngest limit of the underlying Nakagawa Group. The outcrop photograph shows the basal conglomerate of the Middle to Late Miocene marine sequence of the Arakawa Group covering the weakly altered dacitic tuff breccia of the Motegi Formation.

の正断層群は荒川層群には全く認められず、したがって正断層群から推定される E-W 伸張応力場の年代学的制約を、荒川層群の年代が与えられと判断されるからである。ここでは、荒川層群下部の層序の概要とこれまで得られた年代学的情報を整理し、荒川層群基底の不整合の年代について考察する。

荒川層群は下位より小塙層、大金層、田野倉層及び入江野層の 4 層に区分されるが、調査地域においては小塙層と大金層下部のみが荒川に沿って分布する (Fig. 3)。森田付近の荒川左岸においては、淡緑色に変質した茂木層の凝灰角礫岩を小塙層が不整合におおおうのが観察される (Fig. 10)。基底礫岩の上位には有孔虫などの石灰質微化石を多産する石灰質粗粒-細粒砂岩が重なり、上方に向かって砂質シルト岩へと漸移する。小塙層の下部は西ないし北西に厚くなる前置層であるが、中部に挟在する 2 層の軽石凝灰岩 (Kb8, Kb12) から上位では、層厚の側方変化は小さくなる。小塙層上部は細粒-粗粒凝灰岩や軽石凝灰岩の厚層が頻りに挟在し、砂岩及び砂質シルト岩は凝灰質である。大金層はシルト岩が卓越するも

の、小塙層と同様に凝灰岩を頻りに挟在する。大金層の最下部は細粒砂岩であるが、上位に向かって暗灰色シルト岩へと漸移する。

荒川層群下部については、最近宇佐美ほか (1995, 1996) により浮遊性有孔虫による生層序が予察的に報告された。それらによると、浮遊性有孔虫化石帯 (Blow, 1969) の N. 8/N. 9 境界を規定する *Orbulina* 属の初産出が小塙層最下部に確認され、また N. 9/N. 10 境界を規定する *Globorotalia peripheroacuta* の初産出が小塙層下部に認められている (Fig. 10)。一方、石灰質ナンノ化石による検討を行った田中・高橋 (1996) によると、石灰質ナンノ化石帯 (Okada and Bukry, 1980) の CN4/CN 5 a 境界を規定する *Sphenolithus heteromorphus* の初産出は、*Orbulina* 属の初産出層準近傍に、また CN5 a/CN 5 b 境界を規定する *Discoaster kugleri* の初産出層準は小塙・大金層境界付近に確認されている。したがって、最近改訂された Berggren *et al.* (1995) による年代尺度に照らし合わせると、小塙層は N. 8/N. 9 境界の年代 (およそ 15.1 Ma) から CN5 a/CN5 b 境界の年代 (およそ

11.8 Ma) に堆積したと見積もられる。このことは、荒川層群基底の年代がおよそ 15.1 Ma であることを示しており、その年代はそのまま中川層群の年代の上限を示している。

### 3.4 中川層群の地質年代

これまで述べてきた各種の年代学的制約から、中川層群の地質年代についてまとめてみよう。Fig. 11 は Berggren *et al.* (1995) による年代尺度を規準に、中川層群とそれらを不整合におおう荒川層群最下部の層序学的位置をまとめたものである。明確な制約条件としては、荒川層群基底の年代を示す微化石年代 (N. 8/N. 9 境界) があり、少なくとも茂木層の年代は 15.1 Ma より古い。そして、茂木層は逆磁極期に堆積しており、更に下位の山内層の上部までが同一の逆磁極帯として認定されること、そして茂木層のフィッション・トラック年代値を考慮すると、山内層上部から茂木層にかけての層準は Chron C5 Cr (17.277-16.726 Ma) に限定される。したがって、荒川層群と茂木火山岩類の間の不整合による時間間隙は 150-200 万年程度と算定される。一方、山内層中・下部の正磁極帯は Chron C5 Dn (17.615-17.277 Ma) に対比されることから、山内層を形成した玄武岩-安山岩質火山活動の期間は数 10 万年程度と推定される。元

古沢層の年代は、挟在する細粒凝灰岩のフィッション・トラック年代値 (18.6±1.3 Ma) や、玄武岩質安山岩シルの K-Ar 年代値 (17.7±0.2 Ma, 18.4±0.2 Ma)、更に元古沢層に貫入する玄武岩の帯磁極性から判断して 18 Ma 前後と考えられる。山内層最下部の逆磁極帯は Chron C 5 Dr (18.281-17.615 Ma) に対比されることから、山内層と元古沢層の間の非整合による時間間隙は数 10 万年以下であろう。両層の地質構造に有為な差が認められないので、この非整合は単に堆積作用の停止を意味しテクトニックな要因は期待されない。一方、荒川層群基底の不整合を挟んで明瞭な地質構造の違いが認められることから、中川層群に記録されている変形構造は 15-16 Ma の短期間に形成されたと判断される。すなわち、荒川層群基底の不整合は、テクトニックな運動に起因する可能性が高いと考えられる。

### 4. 東北日本の中新世テクトニクス

中川層群の年代学的位置づけが明瞭に把握され、更に調査地域に発達する南北性正断層群の活動、言い換えれば E-W 方向の伸張テクトニクスが活発であった期間が荒川層群基底の不整合による時間間隙として限定された。また、伸張場と入れ替わって NE-SW 方向の圧縮場

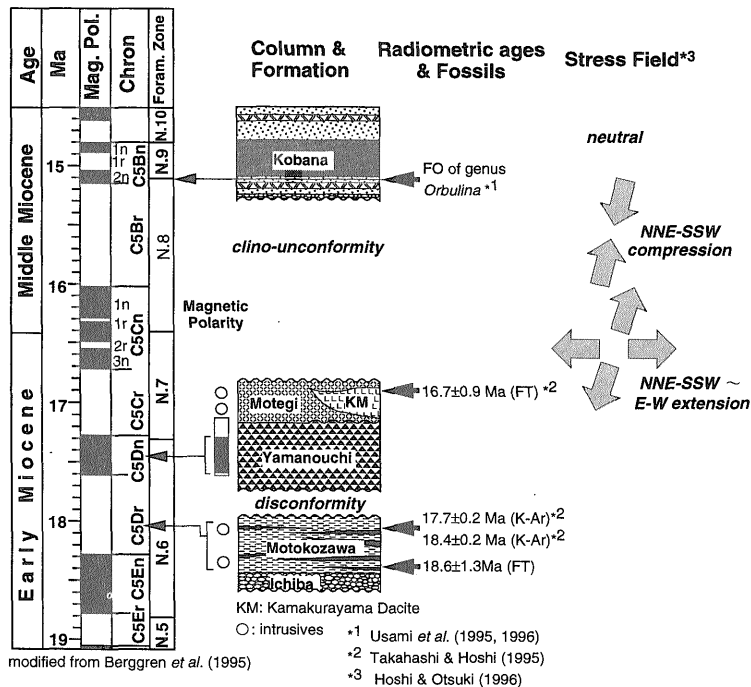


Fig. 11 Stratigraphic position of the Nakagawa Group related to the Berggren *et al.*'s (1995) time scale.

が生じ、南北性の断層が右横ずれセンスで再活動した時期も、荒川層群の堆積以前であったと判断されている。この伸張テクトニクスは島弧規模のテクトニクスを反映していると考えられ、また引き続き圧縮場の要因を探るために、当時のテクトニクスに関する最近の見解と比較してみよう。

西南日本がおおよそ 15 Ma に時計回りに回転したことが古地磁気学により明らかにされたものの、東北日本の回転運動の時期についてはいまだ一致した見解がなされているとは言えない。しかし、西南日本に比べ東北日本には上部新生界が発達することから、それらの精密な地質学的・構造地質学的情報をもとに、東北日本のリフティングに関する考察が精力的に行われた。一方、島弧会合部である関東から中部地方はより複雑な構造発達史を経てきていると予想される。実際、西南日本の外帯に連続的に追跡される先新第三系の帯状配列は中部日本で著しく屈曲しており、また伊豆-小笠原弧が中新世以降南部フォッサマグナにおいて衝突・付加していることも、次第に明らかにされてきた。茂木地域は東北日本の南部に位置しているので、中部日本のテクトニクスの影響を受けている可能性がある。まず、Yamaji (1990) により示された東北日本背弧域のテクトニクスと茂木地域における造構運動の時期及び様式を比較し、更に関東地域との比較を行って、茂木地域において認められた造構運動の意味について考察しよう。

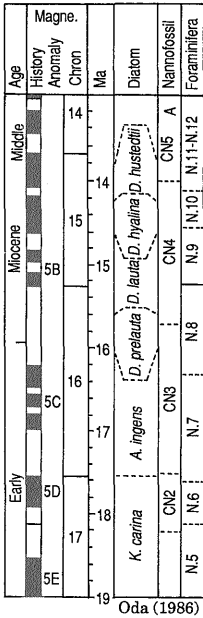
東北日本の日本海側に位置する羽越地域の下部中新統の分布は、断層に境された小堆積盆に分断されており、岩相や基盤との接触関係から、それらの多くがグララーベンを埋積したものであることが、山路 (1989)・Yamaji (1990) により明らかにされた。Fig. 12 は羽越地域に分布する下・中部中新統の層序をもとに境界断層の活動時期を合わせて示したもので、浮遊性有孔虫化石帯 (Blow, 1969) の N. 8 帯または Okada and Bukry (1980) の CN3 帯以下の層準は層相の地域差が大きく、かつ分布が局在しており、著しい差別的沈降が堆積時に生じていたことが明らかである。とくに温海・関川・大泉・小国・塩野町における下部中新統は陸成層にもかかわらず層厚 1000 m 以上にも達する場合が多く、典型的なハーフグララーベンを埋積した地層であると考えられている。一方、N. 9 帯以降の地層には堆積時の傾動運動や局所的グララーベンの形成は認められず、前・中期中新世境界付近でハーフグララーベンの活動が停止したことが明らかにされた。

羽越地域で N. 9 帯に対比される地層は黒色泥岩を主体とする地層で、産出する底生有孔虫化石が指示する堆

積深度は中部漸深海帯である。一方、下位の N. 8 帯に属する化石群集は浅海域の環境を示すものが多く、両化石帯境界付近で急激な沈降運動が生じたことが明らかである。この急激な沈降運動の時期はハーフグララーベンの形成の末期にあたり、東北日本のとくに背弧側で顕著なイベントである (天野・佐藤, 1989; 山路・佐藤, 1989; Yamaji, 1990)。Yamaji (1990) はこれらのハーフグララーベンを埋積した地層の層序的広がりをもって、東北日本のリフティングの継続期間を 18-15 Ma と見積もり、それが典型的大陸地殻のリフティングの継続期間より一桁短かったことを明確にした。すなわち、典型的島弧である東北日本のリフティングは大陸地殻の場合よりも早く進展し、ブレイク・アップに至ったわけである。急激に側方へ引き延ばされた東北日本の島弧地殻はアイソスタシーに従い急激に沈降し、ブレイク・アップ後は非活動的大陸縁での熱的沈降と同様、緩やかな沈降運動が支配したと考えられている。島弧地殻を伸張し地殻上部を脆性的に変形させ局所的に厚い地層を堆積させた伸張応力は、地殻のブレイク・アップに伴って急激に低下したと期待される。実際、ハーフグララーベンを形成させた正断層はほぼ一斉にその活動を停止し、引き続き熱的沈降期に移行している。

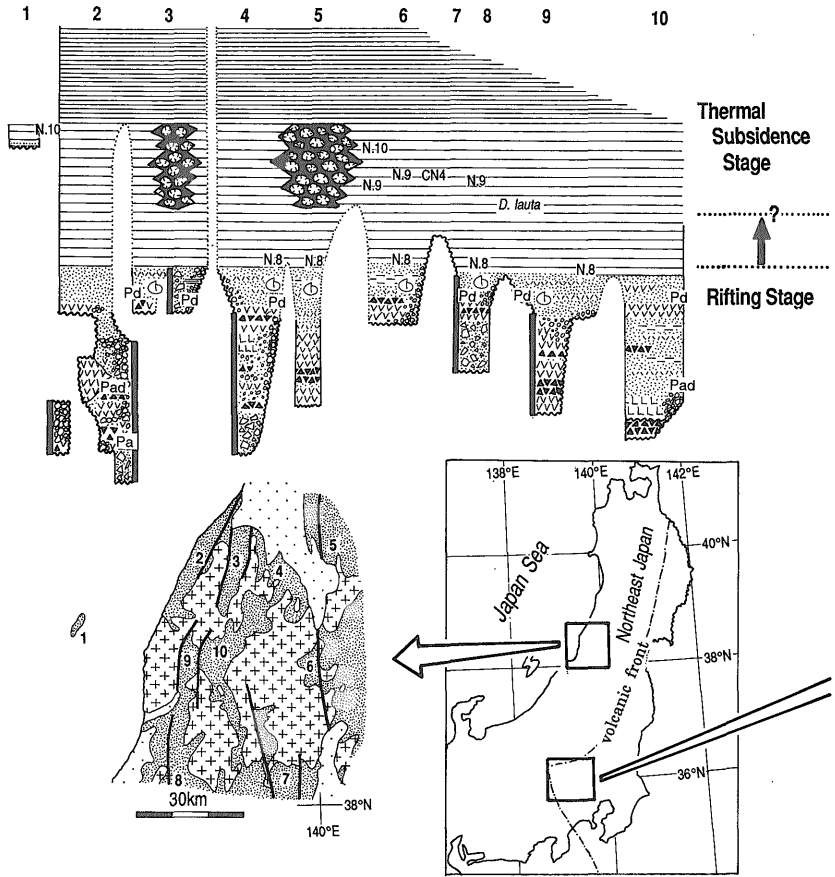
これに対し、島弧会合部である関東地域ではどうであろうか。関東山地においても羽越地域と同様、秩父盆地など典型的中新世ハーフグララーベンの活動が確認されている (高橋, 1990, 1992)。秩父盆地は関東山地の中部に位置し、積算層厚 5000 m 以上の海成層が 100 万年ほどの短期間に堆積したことが明らかにされている。秩父盆地の中新統は大部分が N. 8 帯に対比され、上部の 2000 m 以上の碎屑岩は 50 m 以浅の浅海域で堆積したことが、底生微化石による検討で明らかにされている。盆地の南及び東縁を境する境界断層が当時正断層として活動したことが、断層面の観察や断層近傍にのみ発達する崖錐性角礫岩の存在から明らかにされた。盆地の沈降に伴って堆積物が順次堆積盆を埋積し、常に浅海域が保たれていたであろう。堆積後間もない未固結時に形成された小断層は NW-SE 方向の伸張応力場を示すが、秩父盆地をハーフグララーベンとして傾動・沈降させた広域応力場を反映したのかどうかの判定は困難である。しかしながら、秩父盆地が規模の大きい横ずれ断層の活動に伴って形成されたとする積極的証拠は得られておらず、伸張応力場のもとで正断層により著しい地形の起伏が形成されつつ、凹部が順次埋積されたと考えるのが妥当であろう。関東山地の南東端に位置する五日市盆地の中新統 (入月ほか, 1990) も秩父盆地と同時代のハーフグ

Neogene Time Scale



Sedimentary basins in the Uetsu Mountains

1 Awashima, 2 Atsumi-Gatsugi, 3 Sekikawa, 4 Oami, 5 Tachiyazawa, 6 Oisawa, 7 Oguni, 8 Shimoseki, 9 Shionomachi, 10 Suzutani



ラーベン埋積物である。

ところで、秩父盆地の地層には、堆積時の伸張応力場を指示する正断層とともに、明らかに堆積物が固結したのち形成された横ずれ断層が発達する。この横ずれ断層から推定される応力配置は  $\sigma_1$  が NE-SW 方向、 $\sigma_2$  が鉛直の圧縮場であり、すべての層準を切っている。また、秩父盆地の中新統の褶曲構造は明らかに堆積後の圧縮変形を記録したものであり、褶曲軸から推定される圧縮の方向も NE-SW である。盆地東縁を画する NNW-SSE 方向の出牛-黒谷断層は右横ずれを伴う逆断層として活動し、盆地東部の地層を著しく変形させている。この圧縮場を指示する横ずれ断層の活動時期は N. 8 以降としか限定されないが、関東山地の北部に分布する中部中新統富岡層群にも同様の圧縮場を示す構造が記録されている。富岡地域には秩父盆地の中新統と同様 N. 8 帯に對比

される厚い地層が発達するが、部分不整合をはさんでおよそ 10 Ma までの海成層が重なっている。圧縮変形を被った地層は N. 8 の層準に限定され、北東に緩傾斜する N. 10 帯以降の堆積物とは対照的である。富岡地域の地質構造を調査・報告した大石・高橋 (1990) は、N. 9 帯付近に存在するこの部分不整合を庭谷不整合 (Niwaya Unconformity) と命名し、側方圧縮に伴う地層の座屈褶曲の頂部が浸食されたことを示した。すなわち、庭谷不整合はテクトニックなイベントを反映したものである。関東山地に見られるこの圧縮場は東北日本の背弧域では観察されず、よって島弧会合域の特殊性として理解されている。具体的要因としては、関東山地は 15 Ma に急速に回転した西南日本の東端に位置していたであろうから、当時南部フォッサマグナにおける伊豆-小笠原弧ないし同等の島弧の衝突が考えられる。しかしなが

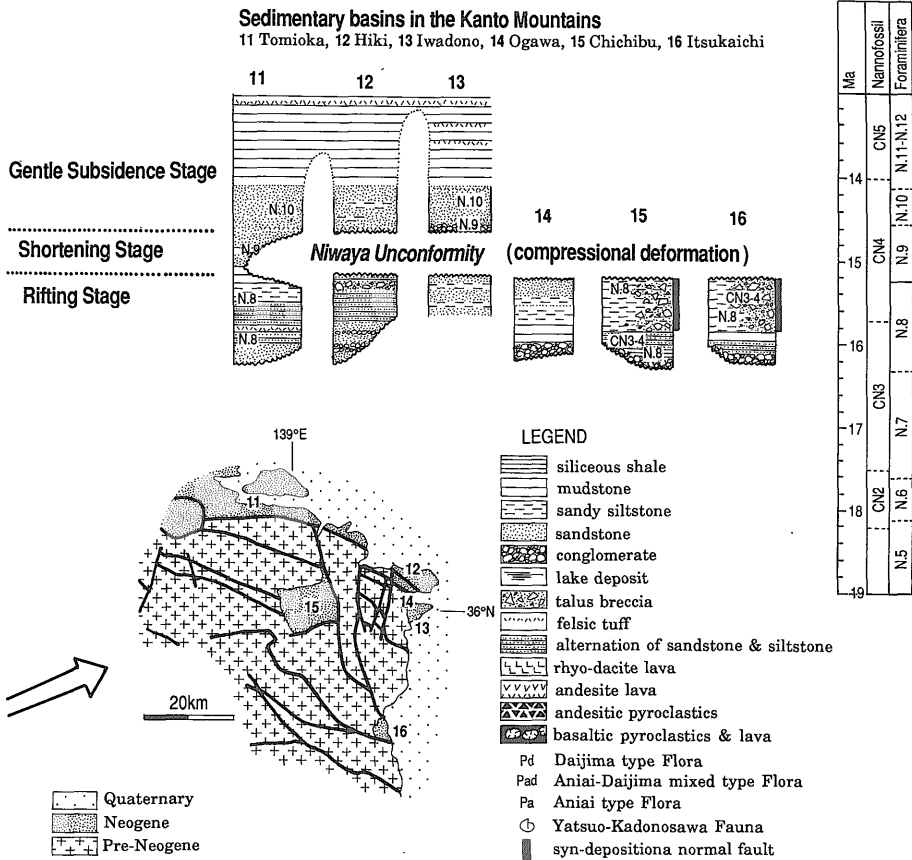


Fig. 12 Chronostratigraphic sections of each sedimentary basin in the Uetsu district (Yamaji, 1990) and in the Kanto Mountains. The stratigraphic extend of the syndepositional growth faults probably represents the duration of the extensional tectonic regime. It is notable that the most of growth faulting have terminated at the N.8/N.9 foraminiferal boundary suddenly. The compressional deformation has occurred just after the end of the extension only in the Kanto region, which might be due to the collision of the arc with central Japan.

ら、伊豆-小笠原弧の後期中新世以降の衝突テクトニクスについては明らかにされつつあるが、それ以前の出来事に関しては全く推論の域を出ていない。不整合の形成と西南日本の回転との同時性ないし前後関係についても確定しておらず、より詳細な年代学的研究に基づく正確な時系列の把握が今後の課題である。

このように、東北日本の中新世テクトニクスにおける最も重要なイベントは18-15 Maの島弧のリフティングに伴う正断層の活動であり、その停止あるいは終了時期はN.8帯の後期であった。東北日本の背弧域はリフティングに伴う急激な沈降に引き続いて、緩やかな熱的沈降へと移行したが、関東地域においてはリフティングの停止直後に強い圧縮場が生じ、そのち緩やかな沈降へと

続いた。茂木地域に関してはN.8帯に相当する地層はなく、18-16 Maの中川層群と15 Ma以降の非変形な荒川層群の海成層が分布する。しかしながら、羽越地域及び関東山地において認められる前期中新世の伸張テクトニクスは、茂木地域に発達する南北性正断層の活動として記録されている。正断層の主たる活動は茂木層の堆積以降で小高層の堆積以前であるから、おおそN.8帯に対比される。一方、関東地域に特徴的なN.8帯末期からN.9帯にかけての圧縮場についても、中川層群に記録されている。星・高橋(1996a)によると、いくつかの南北性断層面上には正断層として活動したのちの横ずれセンスの断層擦痕が記録されている。更に、中川層群に見られる小断層を詳細に検討した星・大槻(1996)によると、

E-W及びNW-SE方向の伸張を示す小断層系とNE-SW方向の圧縮を示唆する横ずれ断層が確認されている。これらはすべて茂木層堆積以降で荒川層群の堆積以前に形成されたものであり、かつ伸張変形が圧縮変形に先行したことが確認されている。関東山地に位置する秩父盆地に見られる小断層系は、関東山地の回転に関連した補正を考慮する必要がある、伸張及び圧縮応力配置の方向を中川層群のそれらと直接比較することはできない。しかしながら、両地域においてN.8帯に伸張が、そして直後に圧縮変形が生じたことは確実であり、それぞれが同時期の広域応力場を反映したものである可能性は高いといえる。そして、荒川層群基底の不整合は庭谷不整合と同様にテクトニックな運動に起因したものであろう。

秩父盆地及び五日市盆地の中新統最上部の微化石年代はN.8帯後期であり、よって両盆地の正断層運動はN.8帯後期まで継続したといえる。一方、荒川層群最下部の年代はN.8/N.9境界(15.1 Ma)のごく近傍と考えられ、関東山地におけるハーフグラベン活動の停止時期とはほぼ一致する。したがって、浮遊性微化石の化石帯が等時間面に斜交しないと仮定すると、関東山地や中川層群に見られる圧縮変形の形成時期はN.8末期の非常に短時間に限定される。東北日本の背弧域では認められず、その前弧域に位置する茂木地域や島弧会合域である関東地域において認められる15 Maの強圧縮場が何に起因するのか、とくに15 Maに急速に回転した西南日本との関連など、15 Maは日本列島の新生代テクトニクスのもっとも重大なイベント時期である。関東周辺地域のテクトニクスは、東北日本・西南日本更に伊豆-小笠原弧の相対運動に大きく支配されていると推察される。茂木地域に記録されている情報を理解するためには、東北日本の回転時期の確定とあわせて、南部フォッサマグナにおける島弧の衝突現象の解明が、重要な鍵を握っていると思われる。

謝辞 地質調査所海洋地質部の田中裕一郎博士には荒川層群の石灰質ナノ化石年代に関しアドバイスをいただいた。

## 文 献

- 天野一男・佐藤比呂志(1989) 東北本州弧中部地域の新生代テクトニクス。地質学論集, no. 32, 81-96.  
 Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C. and Aubry, M.-P. (1995) A revised Cenozoic

- geochronology and chronostratigraphy. In Berggren, W. A. et al. eds., *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation*, SEPM Spec. l., no. 54, 129-212.  
 Blow, W.H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Brönnimann, P. and Renz, H. H. eds., *Proc. First Intern. Conf. Planktonic Microfossils, Geneva 1967*. E. J. Brill, Leiden, 1, 199-422.  
 Cande, S.C. and Kent, D.V. (1995) Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Jour. Geophys. Res.*, **100**, 6093-6095.  
 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.  
 Hayashida, A. (1986) Timing of rotational motion of Southwest Japan inferred from paleomagnetism of the Setouchi Miocene Series. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, **38**, 295-310.  
 林田 明(1994) 門の沢地域の古地磁気方位と東北日本の回転。月刊地球, **16**, 135-138.  
 広岡公夫(1989) 中新世の中・東日本の古地磁気。月刊地球, **11**, 539-543.  
 星 博幸・高橋雅紀(1995 a) 栃木県茂木地域にみられる前期中新世シートコンプレックス(予報)。日本地質学会第102年学術大会講演要旨, 93.  
 星 博幸・高橋雅紀(1995 b) 栃木県茂木地域に分布する前期中新世火山岩類の初生磁化—古地磁気礫岩テストによる検討—。地調月報, **46**, 537-553.  
 星 博幸・高橋雅紀(1996 a) 八溝山地中部, 茂木地域に分布する下部中新統の地質構造—N-S系断層の運動と中新世テクトニクス—。地質雑, **102**, 25-39.  
 星 博幸・高橋雅紀(1996 b) 茂木地域に分布する前・中期中新世火山岩類の古地磁気層序と火山活動の時期。地質雑, **102**, 573-590.  
 星 博幸・大槻憲四郎(1996) 小断層解析により



- 復元した茂木地域の前・中期中新世応力場の変遷. 地質雑, **102**, 700-714.
- 入月俊明・高橋雅紀・田中裕一郎・尾田太良 (1990) 五日市盆地新第三系の地質と年代. 地質雑, **96**, 759-770.
- 伊崎利夫・周藤賢治・八島隆一 (1985) 栃木県茂木町周辺の中新世火山岩類. 福島大学理科学報告, no. 35, 29-38.
- 尾田太良 (1986) 新第三紀の微化石年代尺度の現状と問題点—中部及び東北日本を中心として—. 北村信教授記念地質学論文集, 297-312.
- 大石雅之・高橋雅紀 (1990) 群馬県高崎地域に分布する中新統—とくに庭谷不整合形成過程について—. 東北大学理学部地質古生物研究邦文報告, no. 92, 1-17.
- Okada, H. and Bukry, D. (1980) Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975). *Mar. Micropaleont.*, **5**, 321-325.
- Otofujii, Y., Hayashida, A. and Torii, M. (1985) When was the Japan Sea opened?: Paleomagnetic evidence from Southwest Japan. In Nasu, N. et al. eds., *Formation of Active Ocean Margins*. TERRAPUB, Tokyo, 551-566.
- Otofujii, Y., Kambara, A., Matsuda, T. and Nohda, S. (1994) Counterclockwise rotation of Northeast Japan: Paleomagnetic evidence for regional extent and timing of rotation. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **121**, 503-518.
- 関根泰代 (1983) 栃木県茂木町周辺の第三系. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, 146.
- 周藤賢治・伊崎利夫・八島隆一 (1985) 栃木県茂木町北方地域に産する第三紀高 TiO<sub>2</sub> ソレ  
 アイト. 岩鉱, **80**, 246-262.
- 鈴木敬治 (1989) 東北本州弧南部における中-下部中新統の植物化石層位について. 地質学論集, no. 32, 197-205.
- 高橋雅紀 (1990) 西南日本の回転と Kanto Syntaxis の形成. 構造地質, no. 35, 51-55. 高橋雅紀 (1992) 中部日本の新第三紀テクトニクスにおける中新世秩父盆地の地質学的位置. 埼玉県立自然史博物館研究報告, no. 10, 29-45.
- 高橋雅紀・星 博幸 (1995) 栃木県茂木地域に分布する前期中新世火山岩類の放射年代. 地質雑, **101**, 821-824.
- 田中裕一郎・高橋雅紀 (1996) 栃木県烏山地域に分布する荒川層群下部の石灰質ナンノ化石層序. 地質雑 (投稿中).
- 宇佐美守弘・高橋雅紀・尾田太良 (1995) 荒川層群小埤層の浮遊性有孔虫による微化石層序. 日本地質学会第102年学術大会講演要旨, 137.
- 宇佐美守弘・尾田太良・高橋雅紀 (1996) 荒川層群小埤層の浮遊性有孔虫化石層序. 日本地質学会第103年学術大会講演要旨, 144.
- 山路 敦 (1989) 温海附近の地質と羽越地域における前期中新世のリフティング. 地質学論集, no. 32, 305-320.
- Yamaji, A. (1990) Rapid intra-arc rifting in Miocene Northeast Japan. *Tectonics*, **9**, 365-378.
- 山路 敦・佐藤比呂志 (1989) 中新世における東北本州弧の沈降運動とそのメカニズム. 地質学論集, no. 32, 339-349.
- 山路 敦・百瀬 洋・鳥居雅之 (1994) 羽越地域の古地磁気と中新世 transtensional tectonics. 日本地質学会第101年学術大会講演要旨, 175.

(受付: 1996年3月12日; 受理: 1996年4月23日)