

秩父盆地新第三系の地質と古地磁気

兵 頭 浩*

Geology and Paleomagnetism of the Neogene System
in the Chichibu Basin, Saitama Prefecture,
Central Japan

Hiroshi HYODO*

The Chichibu Basin extends about 15 km in east-west direction and nearly 12 km north-south direction, and is filled with the early Miocene marine sediments with a thickness of more than 6000 m.

I divided the early Miocene marine sediments into the following lithostratigraphic units in ascending order: Ushikubitoge Formation, Oganomachi Group, and Chichibumachi Group. The Ushikubitoge Formation consists of conglomerate, arcose sandstone (Shirasuna Sandstone Member) with the intercalation of tuff bed (Kunigami Tuff), and siltstone (Tomita Siltstone Member). The Oganomachi Group can be divided into three units in ascending order: mudstone dominant alternation (Miyato Formation) with the intercalation of tuff beds (Shirakawabashi Tuff, Niekawa Tuff), the alternation of equivalent amount of sandstone and mudstone (Yoshida Formation) with the intercalation of tuff bed (Kokkaido Tuff), and sandstone dominant alternation (Sakurai Formation). The Chichibumachi Group can be divided into five units in ascending order: massive muddy sandstone (Nagura Formation) with the intercalation of conglomerate (Shibahara Conglomerate Member), sandy mudstone (Saginosu Formation) with the intercalation of tuff beds (Tadenuma Tuff, Suwa Tuff, Kidohara Tuff), conglomerate and sandstone (Tochiya Formation), and sandy mudstone with the intercalation of conglomerate (Kamiterao Formation) with the intercalation of tuff beds (Nagaru Tuff, Yokoze Tuff, Urayamagawa Tuff, Tomoemachi Tuff).

The Chichibu Tertiary System bounds the Sambagawa Metamorphics with N-S trend faults, represented by the Jyushi-Kuroya Fault on the eastern margin, and bounds the Chichibu System with E-W trend faults, represented by the Hino Fault on the southern margin. The NE-SW trend faults in the western part of the studied area cause displacement of the southeastern part of this fault about 100 meters downward. The Yokoze Fault in the southeastern part of this area causes displacement of the northwestern part of this fault about 1000 meters downward.

1986年3月24日受理

* 大手開発(株) 東京都千代田区神田錦町2-11-6 Bishimetal Exploration Co., Ltd., 2-11-6 Kandanshiki-cho, Chiyoda-ku, Tokyo 101.

The fold structures in the eastern to southern part are parallel to the trend of the faults in this area. These fold structures are assumed to be accompanied by the fault activities.

Paleocurrent systems of this area were revealed by the sedimentary structures observed in the field and the anisotropy of magnetic susceptibility. The paleocurrent directions were inferred by distribution of the three orthogonal axes of the anisotropy of magnetic susceptibility as follow, 1) selected sites in which the direction of three axes were disperse within about 30°, 2) inclination of Maximum axes were ranged within 30° and inclination of Minimum axes were ranged higher than 60°. The directions of paleocurrent are consistent with that from the field observation. The Tertiary sediments supplied from the north (lowermost part), from the south (lower to upper part) and change the direction to the east (middle part), and from the east (uppermost part).

Paleomagnetic measurements were made on the early Miocene marine sediments in the Chichibu Basin of the Kanto Mountains, Central Japan. The mean paleomagnetic direction, $D=94^\circ$, $I=53^\circ$ ($\alpha_{95}=8.3^\circ$), indicates that the Kanto Mountains have not changed its latitude significantly, but have rotated clockwise through about 90° since the middle Miocene. The rotation can be explained by the opening of the Japan Sea and the collision of the Tanzawa Block.

1. 緒 言

現在、日本列島の先第三系帯状構造は、九州から近畿地方にかけて、ほぼ直線的に伸びているが、中部日本に於て約 100km 北に屈曲し、八の字型の構造をとっている。調査地域である秩父盆地はこの屈曲構造の東翼に相当する関東山地のほぼ中央部に位置する (Fig. 1).

先第三系帯状構造の屈曲については、その地質構造により、KOBAYASHI (1941) は中生代後期～古第三紀に生じたとしたが、一方、EHARA (1953) は、岩石学的研究から、中新世以降であると推定した。その後、プレートテクトニクスにより更に発展させ、帯状構造屈曲の機構及び時期について検討がなされてきた。新妻(1982)は、フィリピン海プレートの、Wadati-Benioff zone 及び琉球海溝、南海トラフの堆積物の検討の結果、フィリピン海プレートは、6～7Ma に沈み込みを始め、その結果として帯状構造の屈曲が起こったと推定し、更に、NIITSUMA & MATSUDA (1985) は、丹沢ブロックを構成する物質が、伊豆小笠原弧のものと類似していることから、屈曲構造は丹沢及び伊豆ブロックの衝突によって形成されたと説明している。

この屈曲構造の東翼に当たる関東山地付近の第三系の古地磁気学的研究は、これまでほとんど報告されていない。しかし、帯状構造の屈曲運動を直接的に説明する手段としては、現時点では古地磁気学的手法を用いる他にはない。

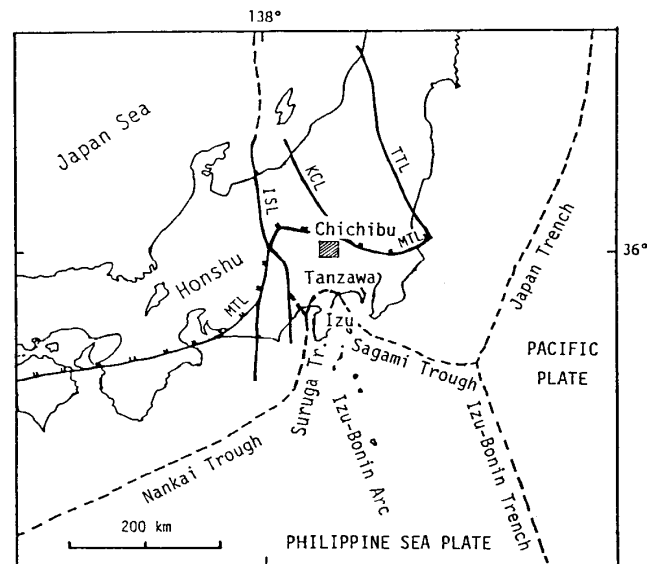


Fig. 1 Index map of the studied area (shaded rectangular). MTL: Median Tectonic Line, ISL: Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, KCL: Kashiwazaki-Choshi Tectonic Line, TTL: Tanakura Tectonic Line.

西南日本に於ける第三系の古地磁気については、近年盛んに研究がなされ、その結果、西南日本は15Ma前後に日本海の拡大に伴って約47°時計回りに回転運動をしたことが明らかとなっている(OTOFUJI *et al.*, 1986)。関東山地の古地磁気方向を明らかにすることは、この西南日本の回転運動とも合わせて、中部日本地域の構造運動を解明するための重要な手がかりとなる。

本研究では、秩父盆地第三系の地質調査を行ない、層序、構造を明らかにすると共に、その古地磁気を求めることによって、関東山地の中期中新世以降の水平回転運動について考察することを目的とした。

野外調査及び試料採取に要した日数は138日である。尚、本研究は1983年から1985年にかけて、静岡大学理学部地球科学教室卒業研究として行なったものである。

謝 辞

本研究を行なうにあたり、静岡大学理学部地球科学教室の新妻信明博士には常日頃熱心な御指導をして頂いた。埼玉県立自然史博物館の町田瑞男氏、坂本 治氏には、野外調査の際の交通手段、宿の手配等で大変お世話になり、また、調査に関して有益な助言をして頂いた。国立科学博物館の斉藤靖二博士、東京大学海洋研究所の平 朝彦博士、東北大学の石崎国熙博士、中川久夫博士、京都大学の鳥居雅之博士、神戸大学の乙藤洋一郎博士、同志社大学の林田明博士には、古地磁気学及び構造運動の議論に関して大変有益な助言をして頂いた。静岡大学数学科教室の浅井哲也博士には、褶曲軸の計算方法に関して有益な助言を頂いた。

本教室の岩橋 悟氏、野田雅万氏、松田光博氏、栗山満葉女史には本稿作成に当たり協力して頂いた。

埼玉県秩父郡吉田町久長の民宿「白砂荘」引間嘉一氏を始め、御家族の方々には野外調査の際殊の外御世話になった。

以上の方々に深く感謝の意を表する。

2. 調査地域の位置・範囲・地形

調査地域である秩父盆地は、行政区画では、埼玉県秩父市及び秩父郡皆野町、小鹿野町、両神村、大滝村、荒川村、横瀬村にまたがる。

秩父盆地は、北は城峯山(1038m)、西は両神山(1724m)、南は三峰山(1921m)、武甲山(1336m)に囲まれ、東西約15km、南北約12kmの四角い形をしている。盆地内では、西部に於て標高約600mと最も高く、東に向かうにつれて低くなる。東部では第三系の上に、第四系の段丘堆積物が不整合で被っており、尾蒔田丘陵、秩父市街を始めとする平坦な丘陵地を形成している。

主な河川は、北部に吉田川、中部に赤平川、南西部に荒川、南東部に横瀬川がそれぞれ東ないしは北に向かって流れるが、いずれも盆地北東部で合流し、荒川本流となる。

3. 調査地域の研究史

調査地域に於ける層序学的研究の歴史は古く、徳永(1902)に始まり、矢部(1920, 1927)、早川(1930)等盛んに行なわれた。その後、渡部ほか(1950)、井尻ほか(1950)が共に、秩父盆地全域にわたる総合的な研究をまとめて報告している。更に、ARAI & KANNO(1960)は、層序、構造を始めとして、堆積構造、化石層序に重点を置いた詳細な報告をしている。最近では、湯川(1984MS)、高橋(1985MS)があり、それぞれ、盆地の北部と南部の調査を行なっている。しかし、本第三系は、岩相の水平的な変化が著しく、かつ鍵層となる層が少ないことから、地層境界が各研究毎にわずかず異なっている。これらの関係をTable 1に示す。

また、本第三系の古地磁気学的研究は、これまで全く報告されていない。

4. 調査方法

A. 層序区分の基準

層序区分は、岩相層序区分に基づき原則として、層の主体をなす岩相が明らかに変わる所を地層境界とした。

Table 1 Comparison table of the stratigraphic successions in the Chichibu, Central Japan.

早川 (1930)		井尻他(1950)		渡部他(1950)		新井他(1957)		湯川(1984MS)		本 研 究					
上 部 鮮 新 世	横瀬層群	中 部 新 世 群	根古屋層	下秩父部	上横瀬層	下秩父部	上横瀬層	秩父町層群	鷺ノ巣層	中 部 新 世	上寺尾層				
			下久那層		秩父町層		平仁田層		鷺ノ巣層		上寺尾層				
	高篠層群		矢追層	中明部	原谷層	中明部	鷺ノ巣層		中 部 新 世	奈倉層	奈倉層	中 部 新 世	斬谷層		
			大宮層群		黒谷層		松井田層			奈倉層			斬谷層		
	尾崎田層群		津谷古層	漸新部	櫻井層	漸新部	櫻井層		漸新部	櫻井層	漸新部	漸新部	櫻井層		
			小鹿野層群				小鹿野層			吉田層			吉田層	吉田層	
	下 部		吉田層群	漸新部	黒海土層	漸新部	吉田層		漸新部	吉田層	漸新部	漸新部	漸新部	吉田層	
					飯田層		岩殿沢層			宮戸層				宮戸層	宮戸層
			赤平層群		栗尾層	漸新部	赤平層		漸新部	子ノ神砂岩	漸新部	子ノ神砂岩	漸新部	漸新部	富田泥岩部層
					大木層					牛首層		牛首層			牛首層
赤平層群		上部牛首層	漸新部		赤平層	漸新部	彦久保層群	漸新部	彦久保層群	漸新部	漸新部	白砂砂岩部層			
		下部牛首層					牛首層		牛首層			牛首層	白砂砂岩部層		

Kb: 小判沢砂岩泥岩互層部層 Cg: 千鹿谷凝灰岩部層
 Nn: 子ノ神砂岩部層 Sh: 柴原礫岩部層

本第三系は、水平的な岩相変化が著しいが、小鹿野町層群に於ては砂岩泥岩互層の砂岩と泥岩の量比に着目し、また、主体をなす岩相の境界付近の比較的広範囲に分布する礫岩層をその境界とした。

秩父町層群に於ては、主体をなす岩相の砂質泥岩もしくは泥質砂岩の砂と泥の量比が層準により著しく変化することに着目した。

また、狭在される凝灰岩、比較的厚い泥岩層、礫岩の礫種に着目し、岩相上の同一層準を推定した。

B. 古地磁気測定用試料の採取と測定方法

秩父盆地の第三紀層についての古地磁気の測定は、これまで全く報告されていないことから、秩父盆地第三紀層中のどの層準に於て安定した残留磁気を得られるかが不明であった。そこで、測定用試料は調査地域全域にわたる牛首峠層から上寺尾層の間の133地点から、1地点につき1個以上の定方位岩塊試料を採取した (Fig. 16)。試料採取に当たっては局地

的に地層の走向、傾斜の乱れている場所は避けた。また、試料は、凝灰岩、凝灰質砂岩、砂岩泥岩互層中の砂岩、泥質砂岩、砂質泥岩、花崗砂岩より採取した。採取した岩塊からは、ダイヤモンドカッターを用いて一辺 20mm~25mm の立方体試料を 3 個以上切り出し、測定用試料とした。

残留磁気ベクトルの測定には、リングコア型フラックスゲート回転磁力計(小山・新妻, 1983)を用い、不安定な二次的残留磁気成分を取り除く消磁には、電流制御式三軸交番磁場消磁装置(新妻・小山, 1981; 小山・新妻, 1983)を用いた。また、一部の試料については、マイクロ波加熱方式による消磁、マイクロ波消磁 (M.W.D.) を試みた (HALE, *et al.*, 1978, 田村ほか, 1984)。マイクロ波消磁では、弱で10分間加熱して、堆積岩の表面温度が 240°C 以上であることが、サーモペイントにより確かめられた。また、シールドケース内の磁化は 50nT 程度である。

5. 地質概説

本第三系は大きく分けて三つの岩相単位に区分される。即ち、下位より牛首峠層、小鹿野町層群、秩父町層群である。牛首峠層は、所により花崗岩の円礫を含む礫岩を主体とし、中部の花崗砂岩より成る白砂砂岩部層、上部の泥岩より成る富田泥岩部層から構成される。小鹿野町層群は、下位より泥岩勝ちの砂岩泥岩互層を主体とする宮戸層、砂岩と泥岩がほぼ等量の砂岩泥岩互層を主体とする吉田層、砂岩勝ちの砂岩泥岩互層を主体とする桜井層より構成される。秩父町層群は、塊状の泥質砂岩を主体とする奈倉層と、それに狹在する礫岩の卓越する柴原礫岩部層、砂質泥岩を主体とする鷺ノ巣層、礫岩と砂岩を主体とする栃谷層、砂質泥岩を主体とし、礫岩を峽在する上寺尾層より構成される。以上、牛首峠層から上寺尾層までの層序関係は全て整合である。

今回の調査では、凝灰岩の鍵層を追跡することができた。それらは下位から、国神凝灰岩(牛首峠層)、白川橋凝灰岩、贅川凝灰岩(宮戸層)、黒海土凝灰岩(吉田層)、蓼沼凝灰岩、諏訪凝灰岩、木戸原凝灰岩(鷺ノ巣層)、長留凝灰岩、横瀬凝灰岩、浦山川凝灰岩、巳町凝灰岩(上寺尾層)である。以上、本第三系の模式柱状図を Fig. 2 に示す。

本第三系は、主として北西-南東に軸をもち南東にプランジする褶曲構造をとる。調査地域北部では、南々東に25°~30°の傾斜をもつが、西部は、東に50°~70°の急傾斜をとる。横瀬川下流域の鷺ノ巣層、栃谷層は、ほぼ南北に長軸を持つドーム状構造をなす。横瀬地域の栃谷層は、北西-南東の褶曲構造をなす。上寺尾層は、地層の傾斜が比較的緩やかで、秩父市及び久那で盆状構造をなす。

調査地域は、北北西-南南東の走向を有する出牛-黒谷断層、北東-南西の走向を有する谷津断層、

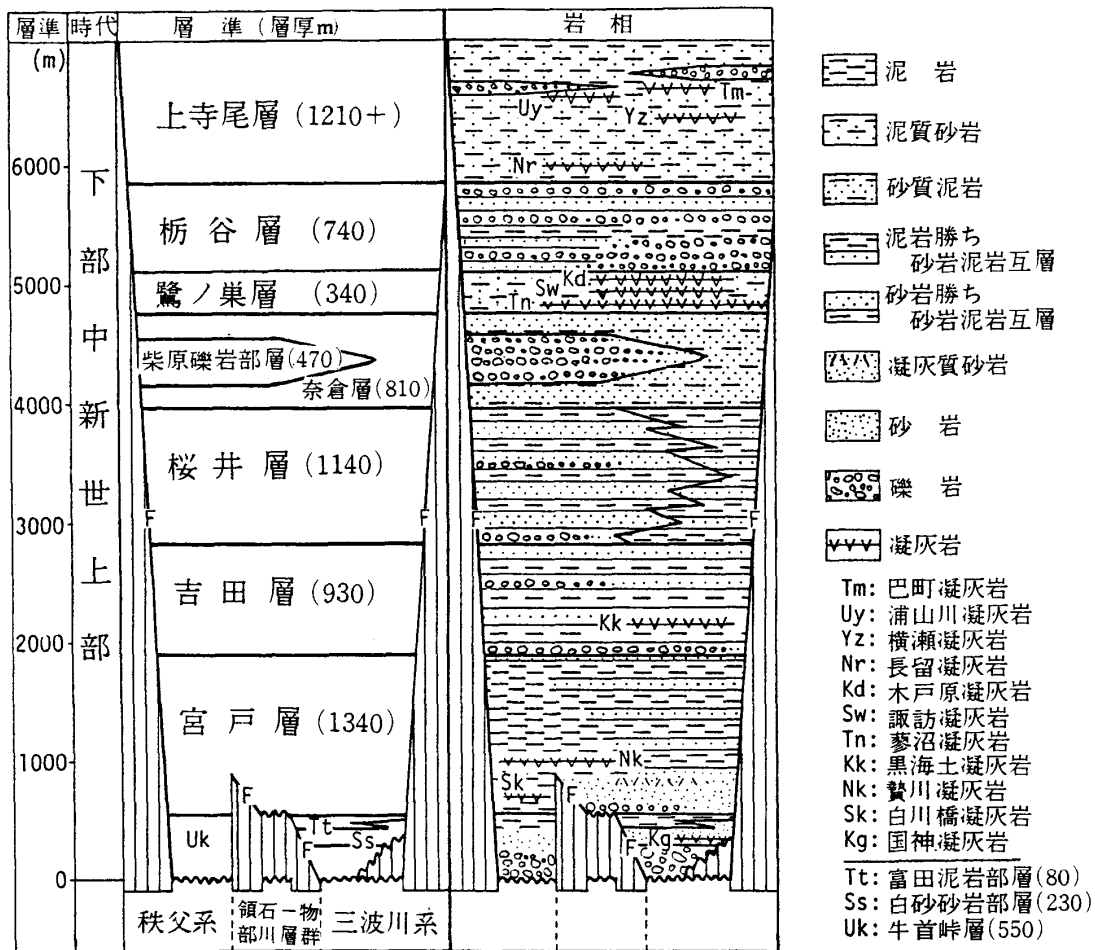


Fig. 2 Schematic stratigraphic succession in the studied area.

ほぼ南北の走向を有する苅米断層によって東縁を限られる。また南縁を、東北東-西南西の走向を有する日野断層によって限られる。第三系に変位を与える断層は、北東-南西の走向を有するものが多く、矢畑-上飯田断層、古池断層を始めとしていずれも南落ちである。

6. 地 質 各 論

A. 牛首峠層 (Ushikubitoge Formation)

命名：ARAI (1960) 命名

模式地：牛首峠の東から観音山の西麓にかけて

層厚：550m

分布及び岩相：本層は、皆野町金沢から国神、吉田町久長付近、上吉田久形付近、小鹿野町牛首峠、両神村上野沢及び荒川村白久、白川橋付近に分布する。

本層は、礫岩、花崗砂岩及び泥岩より成る。礫岩は、小礫から大礫が主体で、亜角礫から角礫で固結度が良い。礫種は、チャート、頁岩、砂岩が主体であり、花崗岩の円礫を混在する所もある。基質は一般に、灰色を呈する粗粒の砂岩である。

模式地付近の殿谷戸から牛首峠に向かう沢では、秩父系の頁岩と断層で接して、花崗岩礫を含まない礫岩が露出するが、上位に向かってやや細粒化し、基質に石英を含み始めた後、大礫大の花崗岩の円礫を含む礫岩となる。しかし、牛首峠以西では、花崗岩礫を含む礫岩が、基盤岩(頁岩)と不整合で接する。吉田町上吉田久形では、約4mの礫岩が秩父系のチャートを不整合で被い、上位では基質に石英、長石を含み、更に上位の花崗砂岩に漸移する。

吉田町久長では、本礫岩は110mとその層厚を増すが、ここでは、花崗岩礫は全く見られず、上位で細粒化し、花崗砂岩に漸移する。桜ヶ谷では、花崗砂岩の基質をもち、巨礫大のチャート角礫を主体とする礫岩が、基盤の頁岩を不整合に被っている。上位へは、花崗砂岩へ漸移する。

皆野町前原及び大淵では、中礫～巨礫大のチャート、頁岩角礫を密に含み、花崗砂岩質の粗粒な基質を有する層厚2m～3mの礫岩が基盤のチャートを不整合に被っており、上位へは花崗砂岩に漸移する。

更に、皆野町国神、大通院の東の沢では、中礫～巨礫大で、チャート、頁岩、砂岩及び橙色のカリ長石を含む花崗岩の円礫～亜角礫より成る塊状の礫岩が露出している。同様の礫岩は、橋爪、岩鼻付近の花崗砂岩中に狭在される。

調査地域西部に於ける本層は、小鹿野町飯田の飯田橋上流約250m付近で、基盤の頁岩を、砂岩、頁岩の大礫から成る礫岩が不整合で被う。ここでは、礫岩中にチャート礫を欠く。上位へは、基質中に石英、雲母、長石が増加し、花崗砂岩へ漸移する。

両神村中平、中平沢では、チャートの小礫～中礫の亜円礫を主体とし、中粒砂岩を基質にもつ5m以上の礫岩が、上位に向かって淘汰の良い塊状中粒砂岩に漸移し、更に、上位の暗灰色泥岩に漸移する。

荒川村白久、白川橋の上流約130m付近では、基盤の砂岩を不整合に被って、大礫～巨礫大のチャート、砂岩、石灰岩、緑色岩の亜円～角礫を主体とする礫岩が露出し、上位には、中粒～細粒砂岩と互層をなす。

本層中位の花崗砂岩及びその上位の暗灰色塊状泥岩は特徴的であり、それぞれ白砂砂岩部層、富田泥岩部層として区別する。

層序関係：本層は、秩父系を不整合で被う。また、本層は調査地域北部で本層上部の泥岩が宮戸層下部の凝灰質砂岩に漸移し、西部では、本層上部の細粒砂岩が宮戸層下部の泥岩に漸移することから、両層は整合関係にある。

A-1. 白砂砂岩部層 (Shirasuna Sandstone Member)

命名：ARAI (1960) 命名

模式地：吉田町久長、白砂岩

層厚：230m

分布及び岩相：本層は、皆野町金山付近、橋爪付近の金沢川、国神付近の日野沢川、皆野町前原付近の荒川、野巻から桜ヶ谷、吉田町阿熊の彦久保付近、上吉田の久形、合角、小室付近、更に小鹿野町飯田の水子観音、小金沢に露出する。

本部層は粗粒から細粒の石英、長石、雲母を主体とする花崗砂岩であり、まれに中礫大のチャート円礫から成る数十cmの礫岩層を狭在する。本部層は、

下位では細礫から粗粒でほぼ塊状であるが、上位では細粒化し、生痕化石が見られる。

皆野町大淵の荒川右岸には、本部層中に厚さ約1mの白色細粒凝灰岩層を狭在する。本凝灰岩の上位には、石英に富む数十cmの白色細粒砂岩層及び亜炭の薄層を伴う。

国神小学校から柴岡へ抜ける道路脇の切り通しにも、本凝灰岩が露出しており、ここでは120cmと層厚を増す。本凝灰岩は、国神で最もよく見られるので、国神凝灰岩と命名する (Fig. 4)。

層序関係：本部層は、牛首峠層の一部層であり、牛首峠層の中部を構成する。本部層上部は、日野沢川で上位の富田泥岩部層と指交関係にある。

A-2. 富田泥岩部層 (Tomita Siltstone Member)

命名：ARAI (1960)

模式地：秩父市富田の西の赤平川両岸

層厚：80m

分布及び岩相：本部層は、皆野町橋爪付近の金沢川、国神付近の日野沢川、大淵付近の荒川右岸、郷平橋付近、秩父市太田の赤平川、模式地付近、吉田町阿熊沢彦久保付近、石間、久形及び小鹿野町森谷

戸、根古屋の吉田川、岩殿沢地藏寺付近、小金沢付近の薄川に露出する。

本部層は、暗灰色塊状のやや粗粒な泥岩を主体とし、しばしば直径数十cm~1mの石灰質ノジュールをもつ。また、本部層下部に砂岩を狭在する所がある。砂岩層は、吉田町新志及び久形に於て中粒から細粒で数十cmの厚さを持ち、泥岩中に数枚狭在される。新志及び彦久保では、本層中位に葉理が発達する。

本部層は、皆野町国神の日野沢川流域で、石英、長石、雲母を主体とし、葉理をもつ厚さ数mの砂岩層を数枚狭在する。橋爪、岩鼻での金沢川では、この砂岩層は35mと層厚を増す。この砂岩層は、その岩相より、下位の白砂砂岩部層の最上位の一部であると思われる。

層序関係：本部層は、牛首峠層の一部層であり、牛首峠層の最上部を構成する。本部層は、日野沢に於て、下位の白砂砂岩部層上部と指交関係にある。

B. 小鹿野町層群 (Oganomachi Group)

命名：ARAI (1960)

本層群は、泥岩勝ちの砂岩泥岩互層を主体とし、

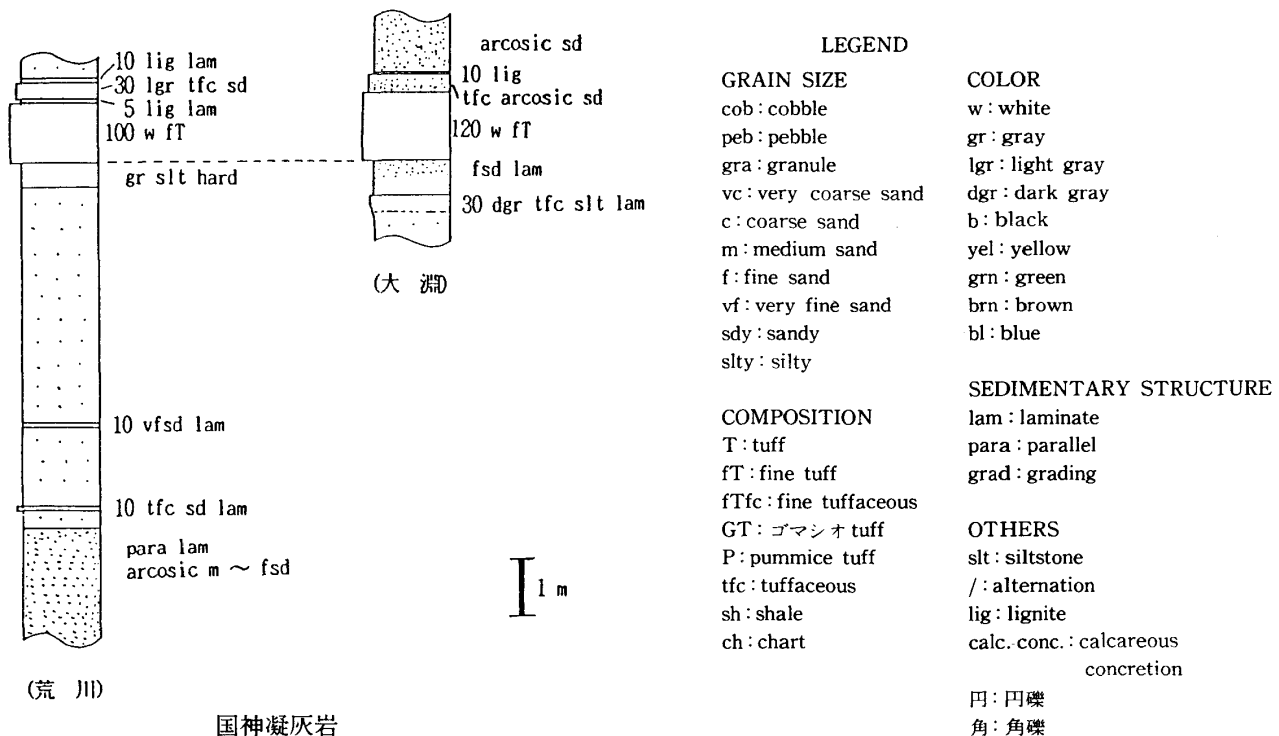


Fig. 4 Columnar section of the Kunigami Tuff.

凝灰岩及び凝灰質砂岩を狭在する下部(宮戸層), 砂岩と泥岩がほぼ等量の砂岩泥岩互層を主体とする中部(吉田層), 砂岩勝ちの砂岩泥岩互層を主体とする上部(桜井層)より成る。本層群は, 調査地域の北部では, 南南東方に $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ 傾斜するが, 小鹿野町付近より南部では, 東方に $30^{\circ}\sim 80^{\circ}$ 傾斜する。

本層群の全層厚は 3410m である。

B-1. 宮戸層 (Miyato Formation)

命名: ARAI (1960) 命名, 湯川 (1984MS) 再定義。

ARAI (1960) は, 子ノ神付近に分布する層理の発達した凝灰質砂岩を子ノ神砂岩として彦久保層群に含め, 上位の凝灰岩を千鹿谷凝灰岩部層として区別し, 宮戸層に含めている。一方, 湯川 (1984MS) は, 子ノ神砂岩の上部が, 千鹿谷凝灰岩部層に漸移することから, 堆積サイクルの観点より, 本部層を宮戸層に含めている。

この凝灰質砂岩層の下部は, 富田泥岩部層とは明らかに異なり, 区別されるが, 上部は細粒化し, 砂岩層をまれに狭在する泥岩勝ち砂岩泥岩互層に徐々に変化する。従って, 本論文では, 下位の凝灰質砂岩と, 泥岩勝ち砂岩泥岩互層を含めて宮戸層とする。

模式地: 吉田町宮戸の吉田川にかかる巢掛橋から, 吉田川の下流標高 57.5m の間。

ARAI (1960) による模式地では, 本層下位が見られないことから湯川 (1984MS) は, 副模式地を定めている。

副模式地: 秩父郡小鹿野町飯田の赤平川にかかる飯田橋から岩殿沢と赤平川が合流する地点付近にかけての赤平川。

層厚: 1340m

分布及び岩相: 本層は, 皆野町太田の赤平川流域, 吉田町田中から千鹿谷, 更に両神村岩殿沢から模式地にかけて, 及び長又以南の小森川流域, 荒川村贅川流域に分布する。調査地域北部に分布する本層は, 南方に $10^{\circ}\sim 40^{\circ}$ 傾斜し, 西部では, 東方に $20^{\circ}\sim 80^{\circ}$ 傾斜すると共に, 荒川流域及び大塩野の本層上部に於て, 著しいスランプ堆積構造が見られる。

本層は, 泥岩勝ちの砂岩泥岩互層を主体とし, 北部及び北西部に於ては, 最下部に緑灰色の凝灰質砂岩を伴い, 南西部に於ては, 下位から中位に白色の

凝灰質砂岩, 凝灰岩層を狭在する。北部及び北西部の凝灰質砂岩は, 緑灰色を呈し, 5~10cm の層理及び斜層理の発達する中粒から細粒の凝灰質砂岩で, 最下位には, 細礫のチャート円礫が密な数 cm~数十 cm の礫岩層を 2 枚狭在する。上位は, 泥岩もしくは, 泥岩勝ち砂岩泥岩互層に漸移する。本凝灰質砂岩は, 西方に向かうに従い, 次第に粗粒となり, 岩殿沢での上位, 小鹿野町飯田の飯田橋付近では, 火山礫凝灰岩となる。一方, 野巻以東では, 細粒化すると共に, 層理の発達が乏しくなり, 基部の礫岩を欠く。阿熊沢及び吉田町大槲部の吉田川付近の本凝灰質砂岩より, 貝化石を産する。

両神村小森にて, 本層下部は北東-南西の断層で断たれ, 以南では下位の凝灰質砂岩を欠き, 暗灰色の泥岩となる。この泥岩中には, 白色細粒で部分的に層理の発達する凝灰岩ないしは凝灰質砂岩が数枚狭在される。このうち, 最下位のものは, 層厚が約 18m と最も厚く, 荒川村白久の白川橋下流から, 両神村中平まで追跡することができる。その上位には, 約 2m の凝灰質砂岩と, 約 18m 隔てて 1.4m の凝灰岩, 更に約 25m 隔てて約 50cm の凝灰質砂岩 2 枚が狭在され, 荒川村谷津川の上流から, 両神村須川の薄川まで追跡できる。前者は, 白川橋付近に, 後者は荒川に注ぐ贅川に最も良く露出することから, それぞれ白川橋凝灰岩, 贅川凝灰岩と命名する (Fig. 5)。

本層上部は, 調査地域北部に於ては凝灰質砂岩から泥岩勝ちの砂岩泥岩互層に漸移するが, 副模式地では凝灰質砂岩から暗灰色細粒泥岩に漸移し, その上位にて, 層厚数 cm の砂岩層を稀に狭在する砂岩泥岩互層となる。この暗灰色細粒泥岩は, 南部に向かうにつれて次第に層厚を増し, 荒川流域では約 610m に達するが, 上位は泥勝ち砂岩泥岩互層である。

本層の層厚は, 北東部の秩父市太田磯端で 120m, 模式地で 550m, 更に荒川流域では 1340m と, 北東部から南西部にかけて急速に厚くなっている。

層序関係: 本層は, 北部で下位の富田泥岩部層の泥岩を整合で覆い, 西部では牛首峠層の砂岩を, 本層下部の泥岩が整合に覆う。また, 上位は吉田層下部の礫岩が整合で覆う。

