関東山地北東縁部付近の白亜紀以降の断層運動史*

小 坂 和 夫**

Cretaceous and Post-Cretaceous Faultings in the Northeastern Kanto Mountains

Kazuo KOSAKA**

Abstract Southwest Japan is geologically divided into the Inner and Outer Zones by the Median Tectonic Line (M.T.L.). The eastward extension of the M.T.L. ("M.T.L.") is considered to run along the northern boundary of the Kanto Mountains east of the Itoigawa-Shizuoka Line (I.S.L.), though its implication to local geology has not been clarified at least in the northeastern part of the Kanto Mountains. There, several rock types of the "Inner Zone" occur as well as rocks of the "Outer Zone" with the complicate geologic structure. The writer has clarified the faulting history of the Post-Early Cretaceous in the area through the analysis of geologic structures and the study of cataclastic rocks, and has revealed the structural development relating to the activities of the two tectonic lines, and also the geotectonic origin of the gneisses, granitic rocks and the "Atokura Formation".

The following strata are distributed in the studied area; the Upper Carboniferous Sambagawa and Mikabu Groups made up mainly of crystalline schists, the Upper Paleozoic Chichibu Group, the Upper Cretaceous "Atokura Formation", the Lower Miocene Yorii Formation and the Middle to Upper Miocene formations. Gneisses and granitic rocks including the "Kinshôzan quartz diorite" also crop out in the area. Two high-angle fault systems develop in the area; they are the WNW-ESE trending fault system parallel to the "M.T.L." which is estimated to run to the north of the area, and the N-S trending fault system parallel to the Hachijôji Tectonic Line which runs along the eastern margin of the Kanto Mountains. Several low-angle faults and a décollement also develop in the area.

A décollement is presumed at a certain horizon of the Mikabu Group because of the difference of fold styles between the Sambagawa and Chichibu Groups. The gneisses, granitic rocks and the "Atokura Formation" are concluded to overlie the autochthonous Paleozoic strata with as the nearly horizontal faults boundaries. Petrography of the gneisses and granitic rocks shows that these rocks did not belong originally to the "Outer Zone" but were cataclasized in the vicinity of the "M.T.L." before moving into the area by low-angle faulting. The faulting history of the area is summarized as follows: (1) Movement along the "M.T.L." and the associated cataclases of gneisses and granitic rocks, and the folding of the Chichibu Group and the associated formation of décollement in the Mikabu Group (Cretaceous), (2) *Decken* of gneisses, granitic rocks and the "Atokura Formation" to the south-southwest (Latest Cretaceous to Paleogene), (3) Activity of the WNW-ESE trending high-angle faults parallel to the "M.T.L." (Paleogene and Neogene), (4) Folding of the Yorii Formation and the displacement along nearly horizontal faults (Neogene), (5) Activity of the N-S trending high angle faults parallel to the Hachijôji Line (Neogene to Quaternary). The foldings of the Miocene strata are considered to have been caused by the block movements of the basement relating to the faultings (3) and (5).

1978 年 6 月 28 日 受理

* 本論文の内容の一部は, 日本地質学会第 84 年学術大会 (高知) において発表した。

** 東京大学理学部地質学教室. Inst. Geol., Fac. Sci., Univ. Tokyo, Tokyo, 113 Japan.

I. ま え が き

中央構造線の糸魚川—静岡線以東への延長部（以下，“中央構造線”）が関東山地北縁沿いを走っていることは、多くの研究者により指摘されている。しかし、この“中央構造線”が、（1）実際にはどこを走っているか、また、（2）糸魚川—静岡線以西の場合と同様に三波川帯と領家帯との境をなしているか否か、という2点に関しては人により意見が異なる。筆者は、関東山地北東縁部とその周辺地域（第1図）の構造地質学的研究、すなわち、（1）いわゆる安戸地窓とその周辺の“秩父古生層”・三波川変成岩類・御荷鉾変成岩類の層序と構造、（2）いわゆる跡倉層、および中新統の層序と構造、（3）大構造（断層系、第1級のしゅう曲波面等）、および、（4）“金勝山石英閃緑岩”その他の火成岩類・変成岩類の破碎組織についての研究を行なった。その結果、（1）この地域付近の“中央構造線”は三波川変成岩類や中新統の分布域より北方の平野下を西北西ないし北西方向に走っていること、（2）かつて、この“中央構造線”の活動に伴って、西南日本内帯の白亜紀後期中性または酸性火成岩類に対比される岩石の一部が破碎岩（cataclastic rocks）化したこと、および、（3）これらの火成岩類のうちのあるもの、および、現在の三波川帯と領家帯との間にかつてあった変成岩類が白亜紀末期から古第三紀にかけてのある時期に南方への押しつぶせ断層運動によって移動してきたものが、“金勝山石英閃緑岩”・“寄居石英斑岩”・北吉見丘陵の片麻岩等であること、などの結論を得たので報告する。

本報告の主題は、関東山地北東縁部とその周辺地域の現在の地質構造が、白亜紀後期から第四紀にかけての一連の断層運動の結果として形成されたことを明らかにす

ることにある。本地域の地質構造・構造発達史に関してはすでにいくつかの考えが出されている。Huzimoto (1937 b) は本地域の三波川変成岩類は“秩父古生層”の上にナッペとしてのしあげたものであると考え、渡部ほか (1950) は本地域が中新世前期末に“寄居造山運動”にみまわれたと考えた。最近では、小勝ほか (1970) が本地域の地質構造と白亜紀の地史とについて、INOUE (1974) が関東山地の秩父帯といわゆる山中地溝帯の白亜系とのしゅう曲運動史について報告している。したがって、それらに対する筆者の見解をも述べる。なお、本報告の内容の一部はすでに報告してある（小坂, 1977, 1978）が、ここでは改めて詳しく述べる。

II. 層 序

本地域の地層は古いものより順に、三波川層群・御荷鉾層群・秩父層群（以上、古生界）・“跡倉層”（白亜系）・寄居層・小川層、および小川層とほぼ同層準の七郷層・都幾川層（以上中新統）である（第2図）。秩父層群の層序は従来の見解（Huzimoto, 1937 b）と異なる。これは、詳しい地質調査により秩父層群が半波長数100 mの等斜しゅう曲をなしていることが明らかになったことによる。また、七郷層・都幾川層のそれぞれに下部と上部との2層準あるとされた酸性凝灰岩層（渡部ほか, 1950）は、実際には一層準内にある凝灰岩層がゆるやかな向斜・背斜により繰り返して地表に現われているものであることが明らかになった。

1. 三波川層群・御荷鉾層群

藤本 (1939) は、本地域を含む関東山地北部の三波川変成岩類の層位関係について、全体としては三波川系が下位にあり御荷鉾系が上位に重なるのが一般的であるが、逆の層位関係あるいは同層位異相の関係のところもあるとした。本地域内では以下に述べるように三波川系が下位にあり御荷鉾系が上位にある。本報告では、これらをそれぞれ三波川層群・御荷鉾層群と呼び、両層群を合わせて長瀬系（藤本, 1939）と呼ぶ。これらは、岩質上および層序上、模式地である三波川地域の三波川変成岩類の下部層から最上部層（いわゆる御荷鉾緑色岩類を含む）（大久保・堀口, 1969; TORIUMI, 1975）に対比される。この対比、および、本系が次に述べる秩父層群の下位にあることから、本系は石炭系上部であると考えられる。

三波川層群の見かけの全層厚は1,000 m程度であるが、露頭スケールのしゅう曲の繰り返しのために実際の層厚はこれより小さいと考えられる。本層群は岩質上3

第1図 調査地域およびその付近の構造線。

糸魚川—静岡線以東の中央構造線（“M. T. L.”）については、フォッサ・マグナ研究グループ (1958), 飯島 (1962), 田中 (1978), および、本報告に基づき、その概略の位置を示す。

Y: 寄居町, O: 小川町, H: 東松山市。

第3図 長瀬系の対比.

1. 寄居町北西方, 2. 秩父層群分布域北西部, 3. 車山南方, 4. 寄居町東南東方, 5. 寄居町東南東方 Loc. 14, 6. 小川町南方, 7. 小川町南東方.

層に分けられる(第3図). 下部は主にアルバイトの斑状変晶をもつ泥質片岩または砂質片岩からなり, 緑色片岩・珪質片岩を伴う. 中部層は主に緑色片岩・砂質片岩からなり, 石灰質片岩を伴う. 上部層は, 塩基性火山碎屑岩層およびチャートをはさむ砂岩と泥岩との互層を起源とする千枚岩である.

御荷鉢層群は全層厚 200 m (小川町北方 Loc. 14)~

500 m (寄居町南方・小川町南方) 程度で, 塩基性の凝灰岩・凝灰角レキ岩・溶岩およびハンレイ岩からなり, 石灰岩を伴う. HUZIMOTO, (1937 b) は, かつて大霧山付近における三波川“系”と御荷鉢“系”との分布パターンに基づいて両者が整合的關係にあることを推定したが, その後, この層位關係は関東山地全体に対しては妥当でないとした(藤本, 1939, 1951). しかし本地域内の小川町北方 Loc. 14 では, 三波川層群上部層の千枚岩(層厚 5 m, 地層の走向傾斜 $N 90^{\circ}W, 35^{\circ}S$)の上に御荷鉢層群の凝灰岩(層厚 30 m, $N 80^{\circ}W 40^{\circ}S$)が整合的にのっている(小坂, 1978, 図3). また, 寄居町南方車山付近では西北西方向の走向をもち北に急傾斜する三波川層群上部層の上位に御荷鉢層群の凝灰角レキ岩・ハンレイ岩がこれに整合的にのるようにして分布している(第2図).

2. 秩父層群

これは, かつて “Yasudo Window” (HUZIMOTO,

第4図 秩父層群の層序としゅう曲.

A: 分布域西部, B: 分布域東部.

LEGEND

— Fault(●outcrop)

--- Fault inferred.

----- Fault concealed.

↗ Axis of anticline.

✱ Axis of syncline.

Quartz porphyry,
Granite porphyry.

Diorite,
Quartz diorite.

Amphibolite, gneiss.

Landslide deposits.

M. Mioc.

Acid tuff.

Cg., Ss., Ms.

L. Mioc.

Cg., Ss.

U. Cret.

Cg., Ss., Ms.

Permo-
Carb.

Chert, Ls.

Cg., Ss., Ms,
Basic pyroclastics.

U. Carb.

Basic tuff & lava,
Gabbro.

Phyllite.

Schist.

Ogawa Fm.
Tokikawa Fm.
Nanasato Fm.

Yorii Fm.

"Atokura Fm."
(Tochiya Fm.etc.)

Chichibu Gr.

Mikabu Gr.

Sambagawa Gr.

1937 b) と呼ばれた地域に分布する。本層群は、層序上御荷鉾層群のすぐ上位にあると考えられる (関, 1957; 関・横山, 1957; SEKI, 1960; 木村, 1977 b)。本層群からは, *Schwagerina* (*Pseudofusulina*) sp. (第2図, Loc. 24) と *Fusulina* sp. または *Fusulinella* sp. (同, Loc. 25) の産出が報告されており (Huzimoto, 1937 a, b), 石炭系上部一二畳系下部であると考えられる (浅野ほか, 1967)。神流川地域では, いわゆる“秩父古生層”の最下部の柏木層が御荷鉾緑色岩類の上に整合的にのること (TORIUMI, 1975), あるいはその可能性 (内田, 1966) が報告されており, 両地域の比較に基づいて本地域の秩父層群は柏木層に対比される。しかし, 模式地の柏木層の一部の層序と構造および時代については, 最近, コノドント化石に基づいて従来と異なる見解が出されているので (佐藤ほか, 1977), 本報告では秩父層群という名を用いることにする。

本層群の全層厚は 300 m 前後で, 泥岩・砂岩・レキ岩および塩基性火山碎屑岩からなる下部層と, 主にチャートからなる上部層とに分けられる (第4図)。

3. “跡倉層”

本地域の長瀬系および秩父層群分布域内には, 岩質および岩相の類似に基づいて上部白亜系跡倉層 (模式地: 群馬県下仁田) に対比される地層の存在が知られている (渡部ほか, 1950)。それらの中で, 秩父層群の分布域の北側に帯状に分布する砂岩・泥岩・レキ岩からなる地層は^{とちや}栃谷層 (前田, 1954; 小勝ほか, 1970) と呼ばれ, もっとも広い分布域をもつ。このほか, 福田・石和田 (1964) や小勝ほか (1970) の木持層, さらに, 数か所に点在して小分布する上部白亜系と考えられる地層がある。それらの地層を一括して“跡倉層”と呼ぶことにする。

西北西方向の帯状に分布する栃谷層の北側約 1/3 はレキ岩層とシルト岩層とを挟む砂岩層からなり, 級化層理は南側が上位であることを示す。砂岩はとう汰の悪い粗粒または極粗粒の砂粒からなり基質部に乏しい。砂粒は主に石英・アルカリ長石・斜長石からなり, いずれも円磨度が低い。南側約 2/3 は砂岩層とシルト岩層との互層からなり, 級化層理は北側が上位であることを示す。各単層の厚さは 10~30 cm。砂粒は石英・アルカリ長石・斜長石・チャートからなる。南側の栃谷層は下部と上部とで砂岩の性質に相異があり, 下部の砂岩はとう汰が良く円磨度の良い砂粒からなる中粒~粗粒砂岩で, 上部の砂岩は下部よりはとう汰の悪い中粒~粗粒砂岩である。北側と南側とでこのように岩質が多少異なるので, 両者

は向斜の両翼の関係ではなく層準を異にする可能性がある。栃谷層の岩石には, 緑レン石・緑泥石・白雲母・緑セン石・パンペリー石が變成鉱物として認められる。したがって, 本層は弱變成作用を受けている。

一方, 寄居町から東南東方へ四ッ山までの間に点在する砂岩・レキ岩は“木持層” (小勝ほか, 1970) と呼ばれている。同層は所により著しく破碎されているが, 破碎の程度の弱い部分の岩質は, 上述した栃谷層 (北側1/3) の特徴に類似するので, 木持層と栃谷層とはほぼ同じ層準にあるか, 一連の地層である可能性が大きい。このほか荒川流域小園一立ヶ瀬間 Loc. 10 (矢崎・宮下, 1963), 寄居町南方木持の谷 Loc. 5 (福田・石和田 (1964) による“木持層”), 寄居町南方 Loc. 7 (三波川層群分布域内), 大内沢落合北方 Loc. 1 (栃谷層分布域西北西部), および, 嵐山町平沢付近 Loc. 16 にも, 岩質上木持層・栃谷層に対比される地層の小分布がある。

なお, 最近, 下仁田町東方約 4,500 m の野上川上流で, 従来より三波川變成岩類分布域と考えられている地域内の砂泥互層から化石が発見された*。それらは, *Lusina* cf. *hannibali* (CLARK) の貝類化石, *Globigerina* sp., *Bolivina* sp., *Ammonia* sp. などの有孔虫化石であり, 中新世から現世の時代を示す。特に, *Lusina hannibali* は秩父盆地に分布する下部中新統赤平層群 (池辺ほか, 1973) から産出しており (ARAI & KANNO, 1960), この砂泥互層が中新統である可能性が大きい。この互層は粗粒の長石質砂岩と泥岩とからなり, 幅約 50 cm の破碎帯を伴うほぼ水平の断層を境として三波川變成岩類 (緑色片岩) の上にのっている。本報告で“跡倉層”の名で呼ぶことにした地層のあるものはこの互層に岩質・岩相が良く似ている。したがって, 本報告で“跡倉層”の名で呼ぶことにした地層のうちには中新統がある可能性も残されている。

4. 寄居層

主に砂岩・レキ岩からなり, 寄居町南方から小川町北方にかけての帯状地域 (幅 1 km, 長さ 6 km) に分布する。本層は, 徳永・飯塚 (1927) によって報告された後, 藤本・渡部 (1947), 渡部ほか (1950), WATANABE (1954) によって詳しく研究された。渡部らの一連の研究によって示された寄居層 (または“寄居礫岩層”) 分布域内には, “跡倉層”が点在することが後に次第に明ら

* 内田信夫 (成蹊高校), 鎮西清高・伊藤谷生 (東京大学理学部地質学教室), 北里 洋 (同教室, 現在静岡大学理学部地球科学教室) の4氏, および, 筆者の調査による。野外調査の機会を与えられ, 化石の鑑定をしてくださったこれらの方々に謝意を表します。なお, この露頭に関しては追って報告する予定である。

かにされてきた(福田, 1963; 矢崎・宮下, 1963; 福田・石和田, 1964; 小勝ほか, 1970)。

本層の南縁と北縁は、西北西方向の高角断層によって境されている。本層と三波川層群との不整合面は Loc. 13 で見られる。したがって、本層分布域東縁部とその東側の三波川層群分布域との間の曲線的に大きく湾曲した境界線は、両者の間の不整合面のトレースを表わすものと考えられる。西部では、第四系段丘たい積物におおわれている。この帯状分布域の南東方約 6 km (嵐山町平沢, Loc. 17) にも、岩質上本層のものと認められる砂岩の小分布がある。

本層からは中新世のものと考えられるサメ歯化石が産出している(小池ほか, 1978)。本層は上部白亜系“跡倉層”を不整合におおい、中・上部中新統小川層および七郷層に不整合におおわれている。従来、本層は秩父盆地の第三系の下部層である赤平層群に対比されている(徳永・飯塚・1927; 渡部ほか, 1950)。赤平層群はかつて漸新統と考えられていたが、現在では下部中新統の中部層であることが明らかにされている(池辺ほか, 1973)。したがって、本層は下部中新統であると推定される。

本層の層厚は約 200 m。最下部層はレキ岩からなる。下部層は砂岩と泥岩との互層からなり石炭層をはさむ。中・上部層は、レンズ状のレキ岩層をはさむ粗粒砂岩層からなる。本層の砂岩は粗粒または極粗粒の石英・チャート・斜長石から主になる。レキは、石英ポーフィリーまたはチャートを主とする円レキ状の中レキまたは大レキが多い。

5. 小川層・七郷層・都幾川層

レキ岩・砂岩・泥岩・酸性凝灰岩からなる中新統が、小川盆地とその付近、比企北丘陵南西部および比企南丘陵北半部に分布する。これらの地層は、これらの分布域ごとに順に、小川層(藤本・渡部, 1947)、七郷層および都幾川層(小林, 1935)と呼ばれている。これらの地層はほぼ同一時期のものであり(渡部ほか, 1950)、中部または上部中新統である(渡部ほか, 1950; HATAI & MASUDA, 1962)。比企北丘陵の北東部にも中・上部中新統が分布するが、露頭の状態が悪く層序・構造を知り得ないので本報告では言及しない。

小川層は、栃谷層・寄居層・“金勝山石英閃緑岩”(渡部ほか, 1950)を不整合におおう。小川層とこれらの岩体との分布域の境界は曲線的であり、この境界線にあたるいくつかの地点で不整合面を観察できる。最下部は基底レキ岩層で、その上に砂岩・泥岩・レキ岩あるいは酸性凝灰岩からなる地層がのる。

七郷層は、小林(1935)および渡部ほか(1950)の七郷層のほか、小川の市ノ川層と渡部ほかの荒川層を含む。七郷層は分布域西縁で三波川層群・“跡倉層”・寄居層を不整合におおうことが、これらの地層の分布に基づいて推定される。すなわち、不整合面は露頭で直接確かめられないが、七郷層とその基盤岩類との分布の境界を境として基盤岩類分布域の方が地形的に高くかつ斜面が急になっており、七郷層がアバットしていることがわかる。本層の基底部はレキ岩からなる。このレキ岩は、長瀬系の岩石・寄居層の砂岩・センリョク岩などからなる細レキ大から中レキ大の円レキと粗粒砂岩の基質とからなる。このレキ岩層の上に、厚さ数 cm～数 10 cm の砂岩の単層からなる地層(全層厚 300～400 m)がのる。砂岩は主に石英・長石・チャートからなり、粗粒または極粗粒である。砂粒と基質との比は、層準によって著しく異なる。この砂岩層中にはいくつかの層準にレンズ状のレキ岩層が発達する。七郷層には酸性凝灰岩の卓越する 1 層準(厚さ 20～50 m)があって、良い鍵層となる。この酸性凝灰岩は背斜の北東翼と南西翼とに分布しており、かつて上部七郷凝灰岩・下部七郷凝灰岩と名付けられ異なる 2 層準にあると考えられたものである(渡部ほか, 1950)。

都幾川層は酸性凝灰岩層をはさむ砂岩層からなり、その岩質は上に述べた七郷層の特徴に類似する。本層の酸性凝灰岩の卓越する層準は、南北性のしゅう曲に従って繰り返し地表に現われている。これらは、將軍沢凝灰岩・奥田凝灰岩と名付けられたものである(渡部ほか, 1950)。

このほか、北吉見丘陵南西部にも砂岩・レキ岩・酸性凝灰岩からなる地層が分布し、それらは七郷層に対比される(渡部ほか, 1950)。

III. 火成岩類・変成岩類

火成岩類の主要分布域は次の 2 つである。(1) 寄居町南方に西北西から東南東へのびる帯状区域内で、順に、車山付近、金勝山付近、富士山付近に分布する“金勝山石英閃緑岩”(渡部ほか, 1950)、(2) 寄居層分布域の北側で、西北西から東南東へ順に寄居町正喜橋付近(Loc. 6)、寄居町富田南方、四ッ山付近に点在する“寄居石英斑岩”(渡部ほか, 1950)。以上の 2 分布域以外でも、いくつかの地点で火成岩の露頭が見られる。

“金勝山石英閃緑岩”は、小川層の基底レキ岩中にレキとして取り込まれており、小川層によって不整合におおわれている。“寄居石英斑岩”は、寄居層中にレキとして多量に取り込まれている。これらのことは、渡部ほか

(1950), 武井ほか (1978) などによりすでに指摘されているとおりである。したがって, これらの火成岩類は中新世中期以前にすでに地表に現れていた。これらの火成岩類は, 中新世前期に貫入したと考えられたこともかつてあった (渡部ほか, 1950) が, その後地質構造に基づいてこの考えは否定され (矢崎・宮下, 1963), 記載岩石学的特徴および化学組成に基づいて西南日本内帯の白亜紀後期の中性または酸性火成岩類に対比されている (広田, 1964, 1967; 武井ほか, 1967, 1969, 1976; 小勝ほか, 1970)

三波川変成岩類には属さないカクセン岩・片麻岩等の変成岩類が, 北吉見丘陵北半部に分布するほか, 本地域のいくつかの地点に点在する。北吉見丘陵の片麻岩・カクセン岩・輝岩は三波川変成岩類とは異なるものと考えられる (MURAI, 1965)。七郷層分布域内 Loc. 19 に発見された片麻岩については領家帯のものに対比される可能性が指摘されている (武井・小池, 1977)。武井ほか (1976) は, 三波川変成岩類のものと考えられる緑色片岩と黒色片岩とが北吉見丘陵東端部に露出していることに基づいて, 北吉見丘陵のカクセン岩・片麻岩は三波川変成岩類よりも深部を構成していたこの地域の基盤であるとの見解を述べている。しかし, この丘陵の北西端部 (Loc. 20) では, ほぼ水平の断層を境として三波川変成岩類の上に片麻岩がのっていることが認められ (IV章2節), これらのカクセン岩・片麻岩等が三波川変成岩類には属さないことが示される (VI章1節)。

以下に, これらの火成岩類・変成岩類の分布域と顕微鏡的性質とを各岩質毎に記載する*。“金勝山石英閃緑岩”の名が提唱されて以来, 車山・金勝山・富士山付近に分布する“火成岩類”は, 岩質が所により異なる点は認められたにしても一連の石英セリョク岩として扱われてきた。しかし, これらの中には変成岩の組織を有するものがある。また, 火成岩であってもそれらの鉱物組成は所により異なる。

1. セリョク岩・石英セリョク岩

車山・金勝山・富士山付近に分布する。金勝山の東南東では石英セリョク岩が, 西北西ではセリョク岩が多いようである。このほか, 栃谷層分布域西部 Loc. 1, 車山南西方約 1 km の三波川層群分布域内にも露頭がある。これらのセリョク岩・石英セリョク岩は, 粒径 1~3 mm 程度で半自形または他形の斜長石 (アノサイト成分が 30% 前後で, 多くの場合アルバイト式双晶を示す) と, 角セン石 (青緑—緑色, または, かった色普

通角セン石) とから主になり, 他に, 石英・黒雲母・燐灰石・磁鉄鉱・ザクロ石を少量含む。ただし, ところにより細粒の場合もある。石英は斜長石・角セン石に比してやや小さいものが主で, その量比は 10% 前後である。これらの鉱物のうち, 角セン石は緑泥石に, 斜長石は緑レン石・絹雲母・アルバイトに, それぞれ変質するかまたは置き替えられている場合が多い。これらの岩石中には, パンベリー石・アクチノセン石の発達が認められ, 弱変成作用を受けていると考えられる。

2. カコウ岩

車山から金勝山にかけてのいくつかの露頭で認められる。粒径 0.5~4 mm の石英・正長石・アルバイト・オリゴクレイスおよび白雲母からなり, 他に黒雲母・燐灰石・ザクロ石を伴う。主要構成鉱物のうち, 白雲母は自形で他は他形を示す。これらはアプライトとしてすでに報告されている (渡部ほか, 1950; 小勝ほか, 1970)。

3. 石英ボーフィリー・カコウ岩ボーフィリー

“寄居石英斑岩” (渡部ほか, 1950) と呼ばれている岩石で, 寄居町正喜橋付近より東南東方へ四ッ山付近までの間に点在する。はん晶は, 融食縁をもつ石英と (半) 自形の斜長石 (オリゴクレイス—アンデシン) とが主であり, 他に黒雲母も認められる。はん晶の大きさは 0.5~4 mm 程度で, その量比は岩石ごとに異なり 20~80 % である。石基はマイクロ結晶質で石英・長石からなる。これらの岩石が点在する区域には, 角セン石・黒雲母・石英・斜長石のはん晶をもつハン岩もあり, カコウセリョク岩ボーフィリーである可能性がある。

4. セリョク岩ボーフィリー

北吉見丘陵北西部 (Loc. 21) と中央部 (Loc. 23) の 2 つの露頭で認められる。いずれの露頭においても, セリョク岩ボーフィリーは北西方向の走向をもつほぼ鉛直の断層によって境され, 結晶片岩または片麻岩と接する。これらの岩石のはん晶は, 1~3 mm 大の斜長石とこれよりやや小さい普通角セン石とからなり, 石基は斜長石と石英との微小な結晶からなる。1 cm 前後の大きさの結晶片岩および石英ボーフィリーが捕獲岩として多量に取り込まれている。

5. カクセン岩

金勝山付近 Loc. 11 と井戸沢付近 Loc. 1 とで認められる。青緑色または淡かった色普通角セン石と斜長石とからなり, 石英・燐灰石・ジルコン・アクチノセン石を少量伴う場合がある。角セン石は 0.2~0.5 mm 大の自形または半自形で, 定方向に良く配列している。斜長石は著しいソーシュライト化を受けている。両地点ともセ

* 火成岩の岩石名は都城・久城 (1975) による。

ンリョク岩類は露出していないが、これらのカクセン岩はいくつかの方向の断層に切られており、したがって、周囲に分布するセンリョク岩類とは断層で接すると推定される。

6. 片麻岩

すでに MURAI (1965) によって詳しく報告されているように、片麻状組織をもつカクセン岩・輝岩が北吉見丘陵北半部に分布する。そのほか、七郷層分布域内越畑付近でカコウ岩分布域と考えられている区域* 内 (小林, 1965; 小勝ほか, 1970) にも片麻岩の露頭がある (Loc. 18)。これは、両雲母片麻岩であることが顕微鏡下で確かめられる。この露頭の南東方約 3 km の七郷層分布域内 (Loc. 19) にはキン青石黒雲母片麻岩の露頭があることが報告されている (武井・小池, 1977)。

以上の火成岩類・変成岩類についての重要な論点を列挙すれば次の 3 点である。(1) “金勝山石英閃緑岩” が分布すると考えられてきた区域内には、石英センリョク岩・センリョク岩・カコウ岩のほかにカクセン岩も分布する、(2) 西南日本内帯の白亜紀後期のものに対比される中性または酸性の深成・半深成岩が本地域内に散在し、それらの分布域の大きさは露頭スケールから数 km にまで及ぶ、(3) 三波川変成岩類のものではない変成岩類が北吉見丘陵のほかにいくつかの地点に分布する。

IV. 地 質 構 造

本章では、各地層の大構造的規模のしゅう曲、ならびに、本地域の断層系について述べ、最後に古生層の大構造について述べる。

1. しゅう曲

三波川層群・秩父層群のしゅう曲と御荷鉾層群内のデコルマ——三波川層群の地層は一般に北ないし北北東、または、南ないし南南西に $10\sim40^\circ$ 傾斜する。この地層の走向・傾斜と岩相の分布パターンとに基づいて、本層群は半波長 2~5 km のゆるやかな開いたしゅう曲をなすと考えられる。しゅう曲軸は $N 70\sim80^\circ W$ 方向でほぼ水平あるいは東に $5\sim30^\circ$ プランジする。一方、秩父層群は三波川層群よりはるかに波長の小さい半波長数 100 m の比較的閉じたしゅう曲をなす (第 4 図)。このような異なるしゅう曲の形をもつ両層群の間にある御荷鉾層群にはデコルマが発達していると推定される (木村, 1977 b)。第 2 図に示すように、秩父層群分布域北西部や

小川町南方では御荷鉾層群上部は秩父層群と共に半波長数 100 m の比較的閉じたしゅう曲をなすのに対して、車山付近では御荷鉾層群下部が三波川層群と共にゆるやかな開いたしゅう曲をしている。したがって、少なくとも本地域内では、デコルマは御荷鉾層群の中部の層準に発達していると推定される。デコルマの地表面でのトレースが通ると推定される地点ではいずれも露頭を欠いており、デコルマを直接観察することはできない。

“跡倉層”——栃谷層以外の“跡倉層”の個々の分布域はいずれも狭いので、ここでは栃谷層の構造についてのみ述べる。栃谷層の地層の走向は概して西北西方向で北または南に $70\sim90^\circ$ 傾斜する。小勝ほか (1970) は岩質の対比、地層の傾斜、地層の上下の向きに基づいて、本層が西北西方向の軸をもつ向斜をなすと推定している。しかし、北側と南側とでは岩質は一致せず、また、北側と南側とでは地層の傾斜の向き (南傾斜か北傾斜か) にも明瞭な差異は見い出せない。さらに、閉じたしゅう曲の存在の傍証となるような小構造 (例えば、小しゅう曲やへき開等) もまったく見出せない。したがって、しゅう曲によって地層の上下の向きが逆になっているのではなく、本層の北側 1/3 と南側 2/3 とは地層の上下の向きが逆な 2 つのクリップが西北西方向の高角断層を境として接しているものである可能性がある。

寄居層——主分布域の本層は、地層の走向・傾斜に基づいて、向斜をなしていると考えられる (第 5 図)。この向斜の軸は $N 65\sim75^\circ W$ 方向で、ほぼ水平である。

七郷層——地層の走向・傾斜と酸性凝灰岩層の分布とに基づいて、本層の構造を知ることができる。本層分布域中部の酸性凝灰岩層の分布を大観すればそれは北西—南東方向に長く伸びた馬てい形状を呈し、より詳細に見れば何ヵ所かにおいてこの形状から推定される位置よりも内側に酸性凝灰岩層が分布する。この分布パターンと地層の走向・傾斜とに基づいて、分布域中部で本層は北西方向の背斜・向斜に南北性の背斜・向斜が重ね合わされた構造をもっていると推定される。ただし、南北性の向斜には、向斜軸に沿って断層があるためにはっきりした向斜の形をなしていないものもある。この北西方向の

第 5 図 寄居町南方木持の谷における寄居層の断面図。3, 4: 西北西方向の断層。|: 地層の傾斜の投影。

* この区域では、露頭ごとにカコウ岩、片麻岩、または、七郷層が露出している。観察できる露頭の数が少なく、また、露頭の状況も良くない。したがって、各岩体の分布域が推定できず、第 2 図地質図では白抜きにしてある。

背斜・向斜は、南北方向の断層Ⅳ（後述）により多少ずらされてはいるが分布域西部に追うことができる。

都幾川層——比企南丘陵に分布する本層の傾斜はゆるく $0\sim 20^\circ$ で、走向は北ないし北東方向である。南北ないし北東方向の軸をもつゆるやかな1向斜・1背斜が認められる。この向斜・背斜の北方への延長部に、七郷層の南北方向の1向斜・1背斜がある。

2. 断層系

露頭で認められる断層は、それらの走向・傾斜に基づいて、5系統に分けられる。すなわち、(1)低角断層、(2)西北西ないし北西方向の断層、(3)南北方向の断層、(4)北東ないし北北東方向の断層、(5)東西方向の断層の5系統である。低角断層の傾斜は 20° 以下で、他の4系統の断層の傾斜はいずれも 70° 以上である。これらのうち最後の2系統には地質図に描ける程の変位を伴う断層はなく、露頭に見られるひん度も他の2系統の高角断層に比して小さい。一方、前の3系統の断層は、いずれも本地域の地質構造上重要なものである。

低角断層——本地域の“跡倉層”および前章に述べた火成岩類・変成岩類はすべてほぼ水平の断層を境として古生層の上ののっていると推定される(小坂, 1978)。このことの詳しい推論はⅥ章で改めて行なうこととし、ここでは低角断層の存在を示す具体的事実について記載する。次の2露頭で断層を直接見るができる。

Loc. 4 (車山北東約 500m) : 断層面の走向は西北西方向で北北東へ約 20° 傾斜する。下盤の御荷鉾層群の塩基性凝灰岩・石灰岩および上盤の“跡倉層”の砂岩は幅 $1\sim 1.5$ m にわたって、それぞれ砂粒大にまで細粒化されており、この粉碎された帯 (pulverized zone) 内に数 mm ～ 数 10 cm 大の断層角レキが残されている(図版Ⅰ-5)。この粉碎された帯よりすぐ下の下盤中には顕微鏡的破碎組織がほとんど発達していないのに対して、上盤では粉碎された帯より 5 m 上方においても顕著な顕微鏡的破碎組織が“penetrative”に発達している(図版

Ⅰ-6)。

Loc. 20 (北吉見丘陵北西部) : 断層面はほとんど水平で、下盤の三波川層群中・下部層のものと見られる石英—石墨—白雲母片岩が、幅約 3 m にわたって 10 cm ～ 1 mm 大にまで粉碎されている(第6図)。この破碎帯内にはほぼ水平で幅 1 cm 以下の断層粘土帯がいく層も発達し、そこには $N 20^\circ E$ 方向の条こんが発達している。この露頭の 100 m 南東に両雲母片麻岩の大露頭があり、これが上盤をなしていると推定される。ただし、上盤の破碎帯が見られる露頭はない。ほぼ水平な断層の存在の証拠としては、さらに、車山付近の長瀬系と火成岩類との分布パターンがある。そこでは、両者の分布域の境界はなめらかな曲線となり、しかも、長瀬系には熱変成作用が認められない。次章に記載するように火成岩類には地表付近から地下深所までのさまざまな深さで生じたと思われる様式の破碎組織が発達するのに対して長瀬系には地表付近での軽微な破碎しか発達しないことも考え合わせると、この境界は両者の境をなすほぼ水平の断層の地表におけるトレースであると考えざるを得ない。

次に、変成量は大きくないが本地域の地史を考えるうえで重要な意味をもつ1露頭について記載しておく。

Loc. 15 (小川町北北西約 4 km) : 幅 70～80 m 高さ 10 数 m の崖に寄居層が露出しており(第7図)、この露頭には、いくつかの異なる方向の断層が数多く発達している。ほぼ東西の走向をもち南に約 20° 前後傾斜する断層が露頭全体にわたって 1 m 以下～数 m の間隔を置いて発達する。この方向の各断層の破碎帯の幅は数 mm ～ 10 cm 以下で、これらの断層に沿って地層は引きずられ、かつ、レキのあるものは2分され相互に変位している。これらの構造に基づいて上盤が相対的に上がっていることがわかる。これらの断層面上の条こんは北西ないし西北西方向をとる。したがって、上盤が西北西方向に変位したことになる。これらの断層に沿う露頭内での変位の総和は 10 m を越えないことが、地層のずれによ

第6図 北吉見丘陵北西部
Loc. 20 に見られるほぼ水平の断層破碎帯。矢印は、引きずりにより上側が相対的に西方へ動いたことがわかる部分を示す。

第7図 寄居層中の低角断層 (Loc. 15).

この露頭はほとんど礫岩からなるが、左上部に層状砂岩、下部に砂岩層と炭層とが見られる。

第8図 古生層の大構造。古生層には2系統の高角断層系(1~6 および I~IV)が発達する。古生層の分布状態は西~西北西および南北方向のしゅう曲又はとう曲に規制されている。

てわかる。

南北方向の断層——南北方向の断層で地質図に描き得るものは本地域内に4つあり、便宜上西側のものから順にI~IVの番号で呼ぶ(第8図)。Iは象ヶ鼻一朝日根断層(前田, 1954), IIIは前谷津断層(小勝ほか, 1970)と呼ばれている。これらはすべて、地層または火成岩類の分布のいずれから推定されたものである。古生層の分布のいずれに基づいて推定した鉛直方向の変位量を第8図の断面図に示す。断層II~IVは秩父層群の東側にあり、それ

ぞれの断層の西側が相対的に落ちている。これら3断層に沿う鉛直方向の変位量の総和は、秩父層群の西側にあり東落ちを示す断層Iに沿う鉛直方向の変位量にほぼ等しい。

西北西ないし北西方向の断層——これらの方向の断層で地質図に描き得るものは7つある、それらを、南側にあるものから順に1~7の番号で呼ぶ。断層IとIIIの間では、地形に明瞭に現われた3本の線構造(ケルン・コル, 小谷, 断層線崖の直線状配列)を境としてそれらの両側に分布する地層が異なっており、1~3の西北西方向の断層を容易に確認できる。これら3断層は第2図に示した5地点で見られる。断層4は、寄居層分布域北側の幅300~600mの断層帯を指して言う。ここには、木持層・ポーフィリー類・寄居層および秩父層群の砂岩・チャートが分布する。これらの岩石には、走向が西北西ないし北北西方向で、急傾斜する小断層が多数発達し、それらの小断層が全体としてはN60~70°W方向をとる幅300~600mの带状部内にあって1つの断層帯をなしている。これは断層IIIの東側へも追跡できる。ただし、上に述べた断層帯としての特徴は必ずしも明らかではない。断層5は、これを境として三波川層群の地層の傾斜が異なることから推定された。断層6は三波川層群と中新統との分布域および地形に基づいて推定された。断層7は北吉見丘陵の七郷層と変成岩類との分布域の境として認定され、露頭でも直接見られる。以上の西北西~北西方向のそれぞれの断層に沿う変位量は大きい場合でも0.5~1km程度であることが、古生層の分布状態(第8図)に基づいて推定される。

3. 古生層の大構造

以上に述べたしゅう曲・断層に関する事実に基づいて本地域の大構造を知ることができる。第8図に、古生層の分布の概略、断層、および、秩父層群の第1級のしゅう曲波面の構造等高線を示す。このしゅう曲波面は、秩父層群下部層の火山碎屑岩層のクレスト部を連ねたものである。この図に見られるように、本地域の古生層の大構造としては、南北方向の軸をもつ1向斜(“安戸向斜”; 矢部, 1920)とその両側の三波川層群にまたがる背斜、

および、東西ないし西北西方向の軸をもつしゅう曲がある(木村・吉田, 1973). 両方向のしゅう曲共半波長 5 km 前後でゆるやかな構造である. 断層 I~IV は“安戸向斜”の形成に伴ってそのとう曲軸部に沿って発達したものと考えられている(木村・吉田, 1973). 古生層は 2 系統の高角断層系に沿っていく分変位はしているが, この点を除けば本地域全体にわたって連続的にならかに分布している. そして, すでに明らかにされているように(木村・吉田, 1973), 両方向の向斜が重なってベーズン状になった所に, より上位の秩父層群が分布し, その周囲の背斜部により下位の長瀬系が分布していることになる. したがって, “Ôgiryama Nappe”, “Yasudo Window” (Huzimoro, 1937 b) の考え方は, すでに指摘されているように誤りである(井尻ほか, 1944; 前田, 1954; 関, 1957; 関・横山, 1957; SEKI, 1960; 木村・吉田, 1973; 木村, 1977 b). クリップをなしている“跡倉層”・火成岩類の多くは地形的な低所となっている“安戸向斜”(構造的な凹部)に分布しており, ここではそれらが侵食され尽くされずに残っていることを示す.

V. 破 碎 岩

本章で破碎岩の記載を行なう. 記載は次章の議論を行なう上で必要な範囲に限る.

1. “金勝山石英閃緑岩”の破碎様式

車山南方に分布する長瀬系の岩石の破碎は, 地質図に描き得る程の変位は伴なわない断層に沿う地表付近での破碎に限られる. 一方, この付近の(石英)センリョク岩・カコウ質岩には, この様式の破碎のほか, 岩石全体にわたって各構成鉱物が細粒化され, しかも, 一次的な結合性*を失っていないいわゆる“中程度の深さでの変形”や, それよりさらに深い所で変形したと考えられるマイロナイトがある(小坂, 1978). 以下, 例として 4 つの露頭について, そこに見られる岩石の破碎組織を簡単に記載する.

Loc. 3 ——このカコウ質岩では, 各構成鉱物粒にまで破碎が及んでいる. 顕微鏡的破碎組織には 2 つの様式が認められる.

(1) シルト大にまで細粒化している部分: 数 mm の範囲内で全体が細粒化しており, しかも, 明瞭な破断面の発達とは認められない. ここには二次的な鉱物として

* 破断面に沿って二次的な鉱物脈の生成がないのに, 破碎した岩石が全体としては固結性を保っている場合, 従来の研究(例えば, Higgins, 1971)に従って, 一次的な結合性を保っている(with primary cohesion)という.

緑レン石・緑泥石が多く生じている.

(2) 変位をほとんど伴わない面状の割れ目: この割れ目は(1)の破碎部にも認められる. したがって, 岩石の一部をシルト大にまで細粒化した破碎作用とその後にあった微小割れ目の網目状の発達とが識別される. これらの破碎に際しても岩石の一次的な結合性は失なわれていない.

Loc. 2 ——カクセン岩が露出する. 微小割れ目が岩石全体にわたって一様に発達していることがルーペ下で認められる. 顕微鏡下では 2 様の割れ目が識別される(図版 I-4). 1 つは斜長石粒内の割れ目で, 他はいくつかの鉱物粒を貫いているものである. 後者の割れ目に沿っては, 角セン石粒がへき開に沿って分解・細粒化し, 最大で 0.2 mm 位まで変位しているのが認められる. これらの微小割れ目には方向性がほとんど認められない. 割れ目に沿って角セン石の一部は緑泥石に変質しているが, 二次的な鉱物脈は生じていない.

Loc. 8 ——片麻状組織をもつセンリョク岩が露出する. 顕微鏡的スケールでは, 長石粒内の微小割れ目と双晶面のたわみ, および, 角セン石の細粒化が認められる(図版 I-2). 各角セン石粒の一部または全部が緑泥石に置き換えられている. これらの二次的な緑泥石の多くは一定方向に良く発達した微小割れ目に沿って生じており, このため, 肉眼的には片麻状組織を呈する(図版 I-1). この片麻状組織による面構造の走向は北東方向で, 北西方向に急傾斜する.

Loc. 9 ——西北西方向の断層 2 に平行な破碎帯中にマイロナイト化したカコウ質岩のレキ(大きさ 1 m × 2 m)がある. このレキには一定方向の面が 1~数 mm 間隔で発達する. 顕微鏡下の観察により, これらの面はへき開に沿う割れ目を伴う白雲母の配列によって生じていることがわかる. ポーフィロクラストは顕著な波動消光を呈する幅 0.5~1 mm, 長さ 1~3 mm の石英および長石からなり, その量比は 30~50% である. 長石粒がほとんど元の形のままであるのに対して, 石英粒は著しく扁平化されており, 長く伸ばされた先端では 0.1 mm 以下~0.2 mm 大にまで細粒化されている(図版 I-3).

2. “寄居石英斑岩”の破碎様式

断層帯 4 に沿って点在するポーフィリー類はところに顕微鏡的スケールでの著しい破碎を受け, 数 mm 大のポーフィロクラストと 0.2 mm 以下にまで細粒化された部分とからなり, さらに, 熱水変質を受けている. 一方, この様式の破碎を近接する秩父層群・長瀬系の岩

石に見い出すことはできない (小坂, 1978)。

3. 北吉見丘陵の片麻岩の破碎様式

ここでの片麻岩の面構造の走向は東北東～北北東で南東に 30°～60° 傾斜するものが多い。丘陵中央部 Loc. 22 では、破碎組織が発達してこの片麻状組織が部分的に失われている。さらに、幅数 mm 以下の破断面がいくつかの方向に発達し、これらに囲まれた部分が円レキ状になって残っている。破碎組織が発達している部分では、鉱物粒のほとんどが 0.1 mm 以下にまで細粒化され、さらに、全体としては方向性のほとんど認められない多数の微小破断面に沿って方解石・石英等の二次的鉱物が生じている。

4. 破碎様式の特徴

HIGGINS (1971) は、新鉱物生成・再結晶作用よりも主に破碎作用 (cataclasis) により生じた破碎岩のうちで一次的な結合性を保っている岩石を、fluxion 構造をもたない microbreccia, cataclasite と、fluxion 構造をもつ protomylonite, mylonite, ultramylonite とに分類した。上述した破碎岩に対してこの分類法を適用するとすれば、Loc. 2, 3, 8, 22 のものは microbreccia, cataclasite に、Loc. 9 のものはマイロナイト (mylonite) に一応該当する。また、REED (1964) によれば、Loc. 9 のものはマイロナイト、それ以外は mortared rock, cataclasite と呼び得るであろう。しかし、上述した破碎岩に対してこれらの分類法を当てはめることには無理がある。それは、(1) 破碎岩化作用の行なわれていた期間内またはそれ以降に構成鉱物粒の変質や微小破断面内の鉱物生成があった場合、どの程度の一次的結合性が保たれているかを判定することは困難であること、(2) 破碎組織に方向性があるかないかは、組織を見るスケールによって異なること、(3) マイロナイト程の fluxion 構造をもたなくとも、破碎の程度や様式の異なる「方向性のある破碎構造」が cataclasite 等に認められること、(4) マイロナイトを特徴付ける組織は、実際には破碎作用ではなくて塑性流動によって生じたものであること (BELL & ETHERIDGE, 1973)、等の理由による。このような問題は残るが他に適当な用語がないので、ここでは microbreccia, cataclasite およびマイロナイトの語を用いる。

VI. 議 論

本章では、前章までに述べたしゅう曲・断層・破碎岩に関する諸事実の間の関係を、本地域の大構造または構造発達史との関連において考察する。

1. “金勝山石英閃緑岩”等はクリッペである

III章で述べた火成岩類・変成岩類がすべてクリッペであることはすでに簡単に報告してあるとおりである (小坂, 1978)。ここではいく分詳しく述べる。車山・金勝山付近の“金勝山石英閃緑岩”はほぼ水平の断層を境として長瀬系の上のっている (IV章 2 節)。これより東方延長部にある富士山付近の石英セリョク岩については、低角断層を直接確認することはできない。しかし、小川層の堆積と断層 II の活動との前には、金勝山付近の石英セリョク岩と富士山付近の石英セリョク岩とはひと続きであったことが現在の地質構造に基づいて推定され、したがって、富士山付近の石英セリョク岩もまた低角断層を境として古生層 (場合によると“跡倉層”) の上のっていると推定される。北吉見丘陵の片麻岩等の高度変成岩類がほぼ水平の断層を境として三波川層群の上のっていることは露頭で直接確かめられる (IV章 2 節)。これらの火成岩類・変成岩類はところにより cataclasite 化・マイロナイト化している。cataclasite 化は、断層角レキや fault gouge のような地表付近のごく浅い所で生じる破碎よりも深いいわゆる“中程度の深さ”で、マイロナイト化はそれよりもさらに深い所で行なわれる。しかも、これらの様式の破碎は、破碎の程度の強弱を繰り返しながらも大断層に沿って数 100～数 km の範囲にわたって行なわれる (WATER & CAMPBELL, 1935; REED, 1964; HIGGINS, 1971; 越後・木村, 1973)。ところが、本地域の古生層はほぼ連続的に分布しており (IV章 3 節)、かつ、これらの様式の破碎は認められない。したがって、破碎岩化した火成岩類・変成岩類と古生層との間には破碎様式に断絶があるので、cataclasite 化・マイロナイト化は本地域外で行なわれたと考えざるを得ない。“寄居石英斑岩”については低角断層を直接確かめることはできないが、破碎様式と破碎組織の方向とに基づいてこれもクリッペと考えるのが妥当である (小坂, 1978)。

以上のように、III章で述べた火成岩類・変成岩類はすべて、(1) 水平に近い断層面に沿って、本調査地域の外から、したがって、(2) 数 km 以上移動した上盤が、(3) 侵食によってその本体から切り離され、(4) 現地性の下盤の上のっているものであると推定され、この意味においてそれらをクリッペと言い得る。中新統中のレキにはポーフィリー類・セリョク岩類・片麻岩類が著しく多く、現在広く露出している長瀬系の岩石が極めて少ないという事実 (渡部ほか, 1950; 武井ほか, 1978) は、“安戸向斜”や北吉見丘陵以外にかつてあったクリッ

ペの大部分がすでに剝離されてしまった可能性を示す。

2. “跡倉層”はクリッペである

武井ほか(1967)は木持層が低角断層を境として古生層の上ののっていると推定している。“跡倉層”のあるものがほぼ水平の断層を境として古生層の上ののっていることは露頭で確かめられる(IV章2節)。“跡倉層”のうち最大の分布域をもつ栃谷層についてはその下面をなす低角断層を直接確かめることはできない。しかし、本地域の古生層の第1級のしゅう曲波面はゆるやかなしゅう曲をしながらほぼ連続的に分布している(IV章3節)ことから、栃谷層の地下にも古生層が分布していると考えるのが妥当であって、その深さは地下おそらく数100m以浅であることが第8, 10図から推定される。一方、栃谷層の地層は分布域全域にわたって70°以上傾斜している。したがって、栃谷層とその下にあると推定される古生層との間は低角断層によって境されていると考えるのが妥当であって、不整合や整合の関係にあるとは考え難い。栃谷層の北縁を限る断層2のすぐ北側(Loc.7付近)には三波川層群の上に栃谷層の一部が残っており、その下面は“金勝山石英閃緑岩”の下面をなすほぼ水平の断層に続くとは推定される(第2図)。ただし、この部分の栃谷層の構造は露頭の数が少ないため、明らかではない。

このように、“跡倉層”に対しても、前節の火成岩類・変成岩類に対して指摘した(1), (3), (4)の3点については確かであるが、移動の距離と方向とは明らかではない。後に述べるように(6節)、“内帯”側からきた可能性も考えられる。

3. 中新統の向斜・背斜は基盤の断層運動によって生じた

ここで言う基盤とは、古生層およびクリッペをなす“跡倉層”・火成岩類・変成岩類を指して言う。基盤中には南北方向と西北西方向との2つの高角断層系が発達し、これら両断層系は中新統分布域を切っている。このことはいくつかの露頭においても確かめられる。したがって、本地域の中新統は堆積後これら2断層系の活動に伴う基盤の変位に従って何らかの変形・変位をしているはずである。これら2断層系と中新統の向斜・背斜との間には、次のような類似性が見られる。(1)西北西～北西方向の向斜・背斜は同方向の断層と同様に断層1の北側にのみ良く発達し、一方、南北方向の断層と向斜・背斜とは共に本地域北部から南部にわたって、すなわち、断層1の南北両側に発達する、(2)断層系、向斜・背斜共に南北方向の方が後に発達した、(3)西北西～北西方向の断層は800～1,500m間隔で発達し、同方向の向・背斜

第9図 西北西～北西方向の断層と中新統の向斜・背斜との関係。

1～4: 西北西方向の断層の番号, | : 中新統のしゅう曲軸の方向, I～IV: 南北方向の断層の番号。

軸の間隔も1,000m前後である、(4)西北西～北西方向の断層1～4および向斜・背斜は、南北方向の断層を境として系統的に方向が変わっている(第9図)。以上の類似性は、中新統の向斜・背斜が上述した基盤の変位の結果として生じたことを強く示唆する。中新統下部層の寄居層にはところにより高角および低角の小断層が著しく発達していること(第7図)から、寄居層は上述の基盤の変位によって向斜を生じたことのほかに、高角の破断を受けかつ水平方向に変位していたことが予想される。一方、中新統中・上部層の小川層・七郷層・都幾川層の分布域内には、IV章で述べた向斜・背斜以外に基盤の変位の結果生じたと考えられる大構造はない。したがって、(a)中新統中・上部層の西北西ないし北西方向の向斜・背斜および南北方向の向斜・背斜は、それぞれの向斜・背斜の下にある基盤の中に発達した同方向の断層に沿う基盤の変位に伴って生じた、と推定される。中新統中・上部層の2方向の向斜・背斜がこのようなして生じたこととそれらの発達地域とに基づいて、次のように推論される、(b)中新統中・上部層堆積以降、比企北丘陵下の基盤には西北西方向の断層系に沿う変位があった。比企南丘陵下の基盤には、この方向の断層系の活動はほとんど無かったか、あったとしてもその変位量は比企北丘陵下に比してわずかであった。一方、南北方向の断層系はこれら両丘陵下にわたって発達した。

4. 断層系の活動時期と変位量

西北西方向の高角断層1～4および7はクリッペの分布域を切っている(第2図)。すなわちそれらの下面をなす低角断層を切っている。一方、断層1～4は南北方向の断層I～IIIに切られている。したがって、本地域で

は、クリップをもたらしした低角断層運動の後に西北西方向の高角断層運動があり、その後に南北方向の高角断層運動があったことになる(第11図)。

西北西方向および南北方向の高角断層は共に中新統中・上部層を切っている。したがって、南北方向の断層運動の主要な時期は中新世中期以降であり、かつ、西北西方向の断層の活動は中新世中期またはそれ以降にもあったことになる。一方、小川町西部 Loc. 12 では、幅 1 m にわたって断層角レキ・fault gouge 化した秩父層群の砂岩が西北西方向の断層を境としてほとんど破碎していない中新統と接している。したがって、すでに指摘されているように(矢崎・宮下, 1963)、西北西方向の断層は中新世より前にすでに活動していたと考えられる。低角断層運動はそれよりさらに前であって、白亜紀末期から古第三紀にかけてのある時期であろう。秩父層群の半波長数 100 m の比較的閉じたしゅう曲は、白亜紀の初頭にはすでに形成され始め、第三紀初期までの間に形成された(INOUE, 1974)。したがって、御荷鈴層群内のデホルマは白亜紀の間に形成されたと考えられる。

以上のように、変成岩類・火成岩類および白亜系上部層を上盤とする低角断層運動の時期は、大構造に基づいて白亜紀末期から古第三紀にかけてのある時期であったことが推定される。一方、先に述べたように(Ⅱ章3節, Ⅳ章2節)、中新統下部層もまたほぼ水平の断層に沿って運動している。したがって、白亜紀末期から古第三紀にかけての大規模な低角断層運動があった後、中新世前期末から中期初めにかけても小規模な低角断層運動があったと考えられる。後者は、基盤の垂直的変位に伴って生じた比較的小規模な運動であったと思われる。

次に変位量について述べる。南北方向の断層は主に七郷層・都幾川層堆積後に活動しており(本節前半)、この方向のそれぞれの断層に沿う基盤の変位量は、両層の南北方向の向斜・背斜の形(七郷層では半波長 1 km 程度で翼部の傾斜 30° 程度、都幾川層では同じく 2 km と 30°, 第2図)に基づいて推定され(前節(a))、その値は 500 m および 300 m 程度である。比企北丘陵中新統下の基盤中にあると推定される西北西ないし北西方向の個々の断層(前節(a))に沿う七郷層堆積以降の変位量も同様に推定され、500 m 程度(半波長 1 km 程度×翼部の傾斜 30° 程度の正弦)である。これらの値は、古生層の変位に基づいてⅣ章2節で推定した値にほぼ一致する。

5. 西北西方向の断層系と“中央構造線”との関係

“中央構造線”が関東山地北縁沿いを西北西方向に走っ

ていることは、多くの研究者により指摘されている(例えば、田中, 1978)。特に、本地域付近では西北西方向の断層 6 と北吉見丘陵北西部(Loc. 20)とを結ぶ線より北方を走っていることが、三波川層群の分布に基づいて推定される(小坂, 1978)。

本地域に発達する西北西ないし北西方向の断層は、南北方向の断層により多少変位しているものの、予想されている“中央構造線”にほぼ平行である。第10図は、北北東方向の3つの鉛直断面図を重ね合わせた図である。重ね合わせは古生層の同じ層準が同じ高さになるようにしてある。したがって、この図は南北方向の断層が生じる前に西北西方向の断層がどの位の深さまで発達していたかを知る1つの目安を与える。この図によれば、南部では西北西方向の断層に沿う変位が明瞭には認められない*のに対して、“中央構造線”に近い北部では西北西方向の断層が少なくとも地下 2 km 位までは発達していたと推定される。このことは、中新世以前の西北西方向の断層運動は、これより北側にあった“中央構造線”の活動に伴うものであったと解釈することで説明される。南側の断層 1, 2(第2図)の露頭では主断層に平行な小断層がほとんど認められないのに対して、断層 3 の露頭では幅 10 m にわたって主断層に平行な小断層が密に発達し、さらに北側の断層 4 は幅 100 m 以上の断層帯となっている。断層 1~4 に関して北側のもの程破碎が顕著であるということは、これらの断層がより北側にあった“中央構造線”の活動に伴うものであったとする上の解釈と調和的である。

6. 北からの押しつぶせ断層運動

クリップをなす火成岩類は西南日本内帯の白亜紀後期中性または酸性火成岩類に岩質上対比され、同じくクリップをなす変成岩類は三波川変成岩類のものとは考え難い(Ⅲ章, Ⅵ章1節)。これらの火成岩類・変成岩類のあるものは cataclasite 化またはマイロナイト化しており(Ⅴ章)、しかも、本地域外でこれらの変形を受けた後に現在の位置に移動してきたと考えざるを得ない(Ⅵ章1節)。さらに、本地域より北側に“中央構造線”が走っていると推定される(前節)。これらの事は、次の仮説によって説明される、すなわち、白亜紀後期のある時期に本地域の北側の地下に西南日本内帯の白亜紀後期中性または酸性の火成岩類に対比される火成岩類があり、そ

* 古生層分布域では、西北西方向の断層に沿う数 100 m 程度以下の変位(特に横ずれ成分)は、実際にはあったとしても認定はむづかしい。ここでは、中新世以降の特徴、すなわち、空中写真で認められる西北西方向の線構造は断層 1 とその西方延長(神流湖付近)より北側で比較的多く南側でほとんど認められないこと、および、3 節(b)からの類推に基づいて、1 つの説明を与えた。

第 10 図 北北東方向の 3 断面図の重ね合わせ.

p—p: 断層 I の西側, q—q: I と II との間 (断層 2 以南は安戸を通る断面, 以北は車山—金勝山間を通る断面), r—r: IV の東側.

第 11 図 関東山地北東縁部付近の地史.

これらの一部は“中央構造線”の活動に伴って cataclastic 化・マイロナイト化し、三波川変成岩類に対して相対的に上昇した。その後、ほとんど変形していない火成岩類、および、現在の三波川帯と領家帯との間にかつてあった変成岩類と共に、これらの破碎岩化した火成岩類が押しつぶせ断層運動によって本地域にまで移動して来た。本地域全域にわたって古生層はゆるやかなしゅう曲波面をもって分布しており (IV 章 3 節), 押しつぶせ断層に伴う破碎は断層面から数 m 以内に限定されている (IV 章 2 節)。各クリップをなす岩体内でも、押しつぶせ断層に伴う破碎は断層面から数 m 以内に限定されてい

る。このように、押しつぶせ断層運動に伴う破碎がその断層面のごく近傍に限られるという例はアルプスその他で古くから良く知られている。

クリップをなす“跡倉層”が前後 2 つの時期の低角断層運動 (4 節) を行なっていたことは充分考えられる (内田, 1978)。前田 (1954) は栃谷層が石英センリョク岩に貫入されていると述べており、これが事実とすれば、栃谷層は火成岩類と共に内帯側から移動してきたことになる。

7. 八王子構造線

八王子構造線 (矢部, 1920) の北端部は本地域の南北

方向の断層Ⅳあるいはそのすぐ東側に相当する。本地域内でのいわゆる八王子構造線は、1つの明確な断層としてではなく、幅 5~10 km の帯内のいくつかの断層、すなわち、断層Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ、および比企北丘陵・比企南丘陵下の南北性の断層 (3節(b)) として現われている。

8. “寄居造山運動” および “寄居構造帯”

渡部(渡部ほか, 1950; WATANABE, 1954)は、小川層が寄居層を傾斜不整合でおおうことを主な根拠として“寄居造山運動”(movement in the Yorii phase)というものを考えた。彼の言うとおり、この傾斜不整合は小川層堆積前に寄居層がしゅう曲したために生じた。しかし、このしゅう曲の原因である西北西方向の断層運動は古第三紀から中新世中・後期にまでわたっている。しかも、この期間のうちの特定の短時間内に大きな変位が生じたとする根拠は何もない。すでに指摘されているように(木村, 1969)、単なる不整合の存在だけからでは短期間内の著しい造山運動の存在は立証できない。したがって、“寄居造山運動”という考え方は不適当である。このことはすでに矢崎・宮下(1963)、小勝ほか(1970)によっても述べられている。

本地域は、共に現地性である“内帯”と“外帯”との岩石が顕著に重複している構造的に特殊な地帯と考えられてきた(武井ほか, 1969; 小勝ほか, 1970)。しかし、その考えが正しくないことが本節までの記載・考察によって示された。

VII. 結 論

前章までの記述と考察に基づき、本地域の白亜紀以降の構造発達史、特に断層運動史に関して、以下のように結論する(第12図)。

1. 白亜紀

中央構造線の活動とそれに伴う火成岩類・変成岩類の cataclasite 化・マイロナイト化、および、秩父層群のしゅう曲とそれに伴うデホルマの形成。

2. 白亜紀後期～古第三紀

内帯側から外帯側への火成岩類・変成岩類および白亜系上部層のおしかぶせ断層運動とクリップの形成。“跡倉層”からなるすべてのクリップがこのようにして移動してきたか否かは未解決である。

3. 古第三紀

中央構造線の再活動に伴う西北西方向の高角断層運動。

4. 中新世前期

寄居層の堆積。

5. 中新世前紀～中期

西北西方向の断層運動とそれに伴う寄居層のしゅう曲。

6. 中新世中期～後期

小川層等の堆積と寄居層との傾斜不整合の形成。

7. 中新世後期～鮮新世

西北西方向の断層運動とそれに伴う中新統のしゅう曲。

8. 鮮新世～第四紀

南北方向の高角断層運動と安戸向斜の形成。中新統の南北方向のしゅう曲。

9. 第四紀

現地形の形成。

なお、4と5との間では寄居層の一部とことによると“跡倉層”とした地層のあるものがほぼ水平の断層に沿って小規模に移動しているが、ここに描き得るような大きな変位は本地域内では今のところ確かめられていない。

VIII. あ と が き

本報告では、関東山地北東縁部付近の地質構造と破碎岩との解析に基づいて、この地域の白亜紀以降の断層運動史を述べた。ここに得られた結論に関連して2,3の点に関し以下に言及する。

すでに明らかにされているように(木村, 1977a)、秩父地向斜中央部ではジュラ紀最後期または白亜紀初期に原日本脊梁(小林, 1951)の形成がおこり、脊梁の隆起帯から北西に向かう海底地すべり大デッケ群を生じた(狩野, 1976)。木村(1976)は、この隆起帯ができた時にこれより南へ向かう大きなデッケや横臥しゅう曲ができた可能性を指摘している。前章の結論1は、指摘された運動の関東地域での運動の一環と見られる。また、結論2はこの末期のものかも知れない。

従来、関東山地北縁沿いに分布する新第三系における東西～西北西方向の構造と“中央構造線”との関係がしばしば論ぜられてきたが、結論3～6は、関東山地北東縁部付近において両者が実際にどのように関係しているかを示している。

武井ほか(1969)は、本報告で問題にしてきた地域に“寄居構造帯”を提唱した。これは、(1)“中央構造線”に沿う地域に位置する、(2)関東山地に広く発達する南北性のしゅう曲の向斜部に位置する(INOUE, 1974)、(3)西南日本内帯の白亜紀後期の酸性岩類に対比される岩石が分布する、(4)それらの岩石のあるものは著しく

第 12 図 関東山地北東縁部付近の白亜紀以降の断層運動史。

3~8 では、全体の構造を見易くする為に、水平および垂直断面図で示してある。

破碎されている、という点において関東山地北縁の“下仁田構造帯”(新井ほか, 1966)に似ている。しかし, “寄居構造帯”は実際には結論8および9に示されたような地下構造をもつのであって, 構造帯と呼び得るようなものではない。今後, “下仁田構造帯”についても地下での構造が実際にはどのようなになっているかを明らかにすることが, 本地域との比較において重要となってくる。

最後に, デッケの先端の位置について述べる。本地域の中新統中のレキにはカコウ質岩・片麻岩が多く, 長瀬系に由来するレキが少ないという事実は, 元来, カコウ質岩・片麻岩からなるクリッペが本地域の古生層を広くおおっていたと考えることによって説明される。また, 本地域南西方の秩父盆地に発達する中新統下部層のレキ種は, 北半部ではほとんどがカコウ質岩で南半部ではほとんどが中・古生層起源である(新井, 1953; 佐藤, 1955)。したがって, カコウ質岩・変成岩からなるおしかぶせ断層の上盤は, 本地域から秩父盆地北半部付近にかけてかつてあり, それらは“中央構造線”より30km程度移動してきた可能性がある。このようにして推測されるデッケの先端は, 白亜紀に“中央構造線”にほぼ平行してあったと推定される高まり(INOUE, 1974)の位置とほぼ一致する。

本報告は, 筆者が東京大学大学院(修士課程)在学中に行なった研究をまとめたものである。この一連の研究に際し終始御指導下さった東京大学理学部木村敏雄教授に心から感謝の意を表します。また, この間野外と室内において多くの御教示と励ましとを下された同吉田鎮男講師(現名古屋大学理学部助教授)に心から感謝の意を表します。さらに, 数々の御助言と御世話とを下された東京大学理学部地質学教室の方々にも心から御礼申し上げます。

文 献

- 新井房夫・端山好和・林 信悟・細矢 尚・井部 弘・神沢憲治・木崎喜雄・久保誠二・中島孝守・高橋 烈・高橋武夫・武井呪朔・戸谷啓一郎・山下 界・吉羽興一, 1966: 下仁田構造帯. 地球科学 no. 83, 8—24.
- 新井重三, 1953: 秩父盆地に於けるデスモスチリッド *Desmostylid* (*Cornwallius*?) の発見. 秩父自然科博研報, no. 3, 65—86.
- ARAI, J. and KANNO, S., 1960: The Tertiary System of the Chichibu Basin, Saitama Prefecture, Central Japan, Part II. Palaeontology. *Jap. Soc. Prom. Sci. Res.*, 123—396.
- 浅野 清・松本達郎・竹内 均・松下 進・小林貞一・浜田隆士・勘米良亀齡・鳥山隆三, 1967: 改訂新版, 地史学, 上巻. 316 p., 朝倉書店.
- BELL, T. H. and ETHERIDGE, M. A., 1973: Micro-structure of mylonites and their descriptive terminology. *Lithos*, 6, 337—348.
- 越後格之・木村敏雄, 1973: 中央構造線に沿う破碎岩の小構造解析—紀伊半島東部の粥見付近における例一. 杉山隆二編「中央構造線」, 115—137, 東海大学出版会.
- フォッサ・マグナ研究グループ, 1958: フォッサ・マグナの構造的意義. 地球科学, no. 37, 29—33.
- 福田 理, 1963: 春日部層序試錘の坑井地質層序. 地調月報, 14, 379—380.
- ・石和田靖章, 1964: 関東地方の地質と天然ガス鉱床の探鉱と開発への序章. 石油技協誌, 29, 3—21.
- HATAI, K. and MASUDA, K., 1962: Megafossils from near Higashi-Matsuyama city, Saitama Prefecture, Japan. *Trans. Proc. Paleont. Soc. Jap.*, N. S., no. 46, 254—262.
- HIGGINS, M. W., 1971: Cataclastic rocks. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, no. 687, 100p.
- 広田正一, 1964: 群馬県下仁田付近のいわゆる石英閃緑岩類と埼玉県寄居付近の石英閃緑岩類の関係(演旨). 地質雑. 70, 419.
- , 1967: 群馬県下仁田地域および埼玉県寄居地域の花崗岩と石英閃緑岩について(演旨). 同上, 73, 108.
- HUZIMOTO, H., 1937 a: Stratigraphic and palaeontological studies of the Titibu System of the Kwantô-Mountainland Part 1. Stratigraphy. *Sci. Rep. Tokyo Bunrika Daigaku*, Sec. C, 1, 157—188.
- , 1937 b: The nappe theory with reference to the north-eastern part of the Kwantô-Mountainland. *Ibid.*, 1, 215—244.
- 藤本治義, 1939: 関東山地の長瀬系(三波川系・御荷鉢系)に就いて. 地質雑, 46, 117—126.
- , 1951: 日本地方地質誌. 関東地方増補版. 357 p., 朝倉書店.
- ・渡部景隆, 1947: 小川盆地並に寄居町近傍の第三紀層について(演旨). 地質雑, 53, 95.
- 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. 信州大教育紀要, no. 12, 86—133.
- 井尻正二・杉山隆二・岩井四郎・小川賢之輔・和田 信・渡辺善雄・木村 正, 1944: 関東山地に於ける推し被せ構造の再検討. 東京科博研報, no. 14, 1—13.
- 池辺展生・池辺 穰・柴田 賢・高柳洋吉・千地万造・鎮西清高(編集), 1973: 日本新第三系の生層序と放射年代. 地質学論集, no. 8, 238 p.
- INOUE, M., 1974: Geologic structures of the Chichibu terrain in the Kanto Mountainous Land, Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, Sec. II, 19, 1—25.
- 狩野謙一, 1976: 美濃地域東部の中・古生層の大デッケ群と“オリストストローム”. 日本地質学会第83年学術大会講演要旨, 103.

- 木村敏雄, 1969: 造山造動と時間, そのフェーズとサイクル. 地学雑, **78**, 299—340.
- , 1976: 日本列島をめぐる地体構造と堆積盆地. 石油技協誌, **41**, 48—55.
- , 1977a: 日本列島の構造発達史とプレートテクトニクス説. 地学雑, **86**, 54—67.
- , 1977b: みかぶ緑色岩類と弱変成秩父中・古生層との間のデコルマ. 地質学会第 84 年学術大会演旨, 104.
- ・吉田鎮男, 1973: 東北地方の新第三系の基盤の構造. 東北日本における第三紀地殻変動に関する構造地質学的研究〔総研A〕(北村 信) 昭和 47 年報告, 1—7.
- 小林 学, 1935: 関東平原西北部松山町地方の地質. 地学雑, **47**, 211—225.
- 小林貞一, 1951: 日本地方地質誌・総論. 363 p., 朝倉書店.
- 小林洋二, 1965 MS: 比企北丘陵西域の地質. 埼玉大学進級論文.
- 小池美津子・後藤仁敏・渋谷 紘, 1978: 関東山地の新第三系寄居礫岩層からサメ齒化石の発見. 地球科学, **32**, 35—37.
- 小勝幸夫・小林洋二・渋谷 紘・武井峴朔・竹内敏晴・角田史雄・堀口万吉・町田二郎・村井武文・吉田弘安・吉羽興一, 1970: 埼玉県寄居町付近の中生代後期の地層・岩石を中心とした地質学的研究. 地質雑, **76**, 421—431.
- 小坂和夫, 1977: 関東山地のいわゆる安戸地窓の秩父系の層序と構造について. 地質学会第 84 年学術大会演旨, 103.
- , 1978: 関東山地北東縁部付近の中央構造線. MTL, no. 3, 125—130.
- 前田四郎, 1954: 関東山地東部の地質構造. 千葉大文理紀要, **1**, 160—165.
- 都城秋穂・久城育夫, 1975: 岩石学Ⅱ—岩石の性質と分類. 171 p., 共立出版.
- MURAI, T., 1965: On the garnet-amphibolites of the Yoshimi Hill, Saitama Prefecture, Japan. *Sci. Rep. Saitama Univ.*, Ser. B, **5**, 65—71.
- 大久保雅弘・堀口万吉, 1969: 万場地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 66 p., 地質調査所.
- REED, J. J., 1964: Mylonites, cataclasites, and associated rocks along the Alpine fault, South Island, New Zealand. *N. Z. Jour. Geol. Geophys.*, **7**, 645—684.
- 佐藤 正・滝沢 茂・古田土俊夫, 1977: 群馬県鬼石町の坂原層模式地付近の層序と構造の改訂. 地質雑, **83**, 631—637.
- 佐藤良昭, 1955: 秩父盆地赤平層 (第三系) の重鉱物組成. 同上, **61**, 583—588.
- 関陽太郎, 1957: 関東山地東部のローソン石. 岩鉱, **41**, 155—163.
- ・横山重夫, 1957: 関東山地東部のパンペリー石とその産状. 同上, **41**, 227—234.
- SEKI, Y., 1960: Distribution and mineral assemblages of jadeite-bearing metamorphic rocks in Sanbagawa metamorphic terrains of Central Japan. *Sci. Rep. Saitama Univ.*, Ser. B, **3**, 313—320.
- 武井峴朔・堀口万吉・小林洋二・町田二郎・村井武文・渋谷 紘・吉田弘安・吉田孝太郎, 1967: 埼玉県寄居町付近の地質に関する若干の新知見 (演旨). 地質雑, **73**, 136.
- ・———・———・小勝幸夫・町田二郎・村井武文・渋谷 紘・竹内敏晴・角田史雄・吉田弘安・吉田孝太郎, 1969: 埼玉県寄居町付近の地質 (演旨). 同上, **75**, 90.
- ・小池美津子, 1977: 関東山地北縁から董青石黒雲母片麻岩の発見. 同上, **83**, 433—435.
- ・村井武文・平野英雄, 1976: 関東山地北東縁部の地質構造. 地質学論集 no. 13, 25—31.
- ・———・渋谷 紘, 1978: 関東山地北東縁部, 新第三系小川町層群中の深成岩礫および変成岩礫の供給源. 地球科学, **32**, 9—14.
- 田中耕平, 1978: 関東平野の基盤地質構造と地震分布. 国立防災科学技術センター研報, no. 19, 17—26.
- 徳永重康・飯塚 実, 1927: 石炭を含む東部関東山地. 石炭時報, **2**, 1078—1091.
- TORIUMI, M., 1975: Petrological study of the Sanbagawa metamorphic rocks, Kanto Mountains, Central Japan. *Bull. Univ. Mus., Univ. Tokyo*, no. 9, 99 p.
- 内田信夫, 1966: 御荷鉾構造線. 成蹊大政経論叢, **16**, 535—510.
- , 1978: 関東山地北部のデッケ説について—総報—. 地学雑, **87**, 16—26.
- 渡部景隆・菅野三郎・高野 貞・村山猪久馬, 1950: 関東山地北東縁部第三紀層の地質学的研究 (寄居—小川—松山—児玉地域). 秩父自然科博研報, no. 1, 93—146.
- WATANABE, K., 1954: Tertiary structure of the western Kwanto district, Japan with special reference to the crustal movement in the Yorii Phase. *Sci. Rep., Tokyo Kyoiku Daigaku*, Sec. C, **3**, 177—358.
- WATER, A. C. and CAMPBELL, C. D., 1935: Mylonites from the San Andreas fault zone. *Am. Jour. Sci.*, **29**, 473—503.
- 矢部長克, 1920: 関東山地北東部の地質構造 (3). 地質雑, **27**, 243—251.
- 矢崎清貫・宮下美智夫, 1963: 関東山地北縁部に発達する新第三系について (寄居・児玉・藤岡地域の層序) (演旨). 地調月報, **14**, 506—507.

図版 I 破碎組織の写真

1. センリョク岩の変形 (Loc. 8).
 2. センリョク岩の顕微鏡的破碎組織 (Loc. 8). 各構成鉱物は 0.1 mm 大以下に細粒化され, かつ, 著しいソーシュライト化を受けている. クロス・ニコル.
 3. マイロナイト化したカコウ質岩 (Loc. 9). クロス・ニコル.
 4. cataclasite 化したカクセン岩 (Loc. 2). 網目状の微小破断面が 0.1 mm 以下のスケールで全面に発達している. クロス・ニコル.
 5. 長瀬系と“跡倉層”との間の低角断層 (Loc. 4). 写真全体にわたって岩石が破碎されている.
 6. 5 の位置より 5 m 上方における“跡倉層”の砂岩の破碎組織. 画面右上から左下へ細粒化の進んだ帯がはしる. オープン・ニコル.
- Qz.: 石英. Pl.: 長石. Hb.: 角閃石. Chl.: 緑泥石.