

埼玉県中央部,  
荒川から岩殿丘陵にかけて分布する新第三系の層序

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2008-01-25 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 間嶋, 隆一 メールアドレス: 所属:
URL	<a href="https://doi.org/10.14945/00000283">https://doi.org/10.14945/00000283</a>

## 埼玉県中央部，荒川から岩殿丘陵にかけて分布する 新第三系の層序

間 嶋 隆 一\*

Neogene stratigraphy along the Arakawa River near Yorii,  
and of the Ogawa Basin, Hiki Hills, and Iwadono Hills,  
central Saitama Prefecture, central Japan.

Ryuichi MAJIMA\*

Neogene deposits are developed along the Arakawa River near Yorii, and in the Ogawa Basin, Hiki Hills, and Iwadono Hills, in the marginal area of northeastern Kanto Mountains, central Japan.

The Neogene of the northern part (Arakawa, Ogawa and Hiki) of this area are stratigraphically divided into the Kozono, Arakawa, Ichinokawa and Fukuda formations in ascending order. The Kozono Formation (conglomerate, sandstone, mudstone and tuff) unconformably overlies the pre-Neogene basement and is conformably overlain by the Arakawa Formation (alternating sandstone and mudstone beds, and tuff). The Arakawa Formation may be unconformably overlain by the Ichinokawa Formation (alternating sandstone and mudstone beds, conglomerate, and tuff). The Ichinokawa Formation is conformably overlain by the Fukuda Formation (alternating sandstone and mudstone beds, and tuff).

The Neogene of the southern part (Iwadono) are divided into the Arakawa (alternating sandstone and mudstone beds, tuffaceous mudstone, and tuff), Goudo (sandstone, conglomerate, and tuff), Shougunzawa (massive tuffaceous mudstone and tuff), Hatoyama (alternating sandstone and mudstone beds), and Imazyuku formations (massive sandstone) in ascending order with conformity, except that the Arakawa Formation may be unconformably overlain by the Goudo Formation.

The Ichinokawa Formation of the northern part is correlatable with the Goudo Formation of the southern part, on the basis of the stratigraphic position and composition of gravels of conglomerate. The Kozono Formation yields some characteristic species of the Arcid-Potamidid assemblage of the late Early to earliest Middle Miocene Kadonosawa-type molluscan fauna. The Goudo Formation yields *Lepidocyclina* which also indicates the same age with the Kadonosawa-type fauna. Therefore, the Kozono, Arakawa, Ichinokawa and Goudo formations are considered to be the late Early to earliest Middle Miocene in age.

はじめに

関東山地北東縁部から北縁部にかけて新第三系の堆積岩類が広く分布している。このうち北東縁部にあたる、埼玉県中央部の荒川沿岸域から岩殿丘陵にかけて分布する新第三系の層序については、小林(1935)、渡部ほか(1950)、矢崎・宮下(1963)、福田・石和田(1964)、松丸(1974)、松丸・林(1980)、小池ほか(1985)などによって研究されてきた。これらの研究の中で地層区分を行なった地質図を公表したのは小林(1935)、渡部ほか(1950)、松丸・林(1980)、小池ほか(1985)であった。彼らの層序上の見解を比較すると小川盆地と岩殿丘陵では大きな意見の相異が認められないが、荒川沿岸域と比企丘陵では著しく異なっている。そこで本地域の層序を再検討した結果、小川盆地、荒川沿岸域、比企丘陵については松丸・林(1980)に、また岩殿丘陵の層序については小池ほか(1985)に、それぞれ極めて近い結論を得た(表1)。しかし、一方において、松丸・林(1980)の比企丘陵の層序区分の定義、特に市ノ川層の岩相上の独立性と層位上の位置に対する彼等の議論は必ずしも十分でないように思われる。また小池ほか(1985)は岩殿丘陵に、丘陵を縦断する複数の断層構造を認めたが、その内の幾つかは筆者の調査では認めることが出来なかった。さらに調査地域から従来報告されていない貝化石を得たのでここに合せて報告する。

本研究では、主に以下の点を記載・議論することに留意した。(1)各地層を岩相により再定義し個々の地層の特徴を明確にする。(2)岩相に基づき再定義された各層の詳しい分布を出来るだけ詳細な地質図に提示する。(3)上記2点に基づき荒川沿岸域および比企丘陵の新第三系、特に再定義された市ノ川層の層位上の位置を議論する。(4)比企丘陵と岩殿丘陵の新

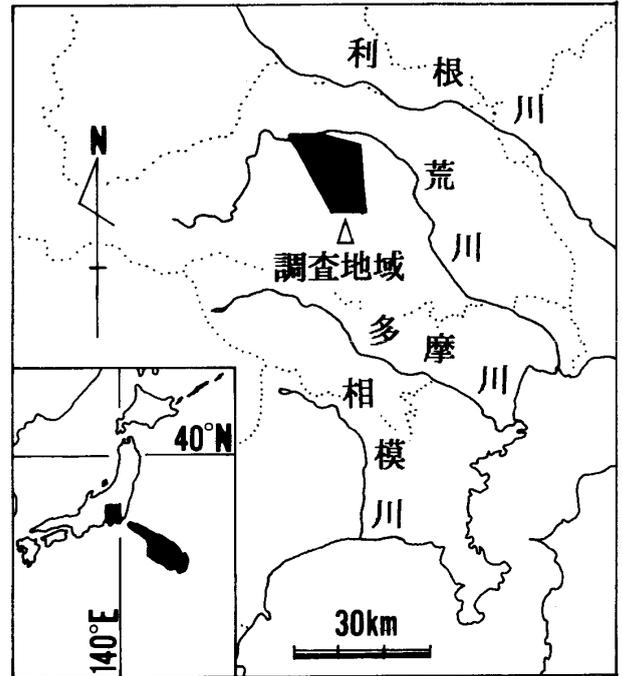


図1 調査地域位置図。  
Fig. 1. Index map.

表1 本論文の層序と松丸・林(1980)および小池ほか(1985)の層序の大略の対照表。  
Table 1. Stratigraphic relation of the Neogene formations of the studied area.

松丸・林(1980)			本論文			小池ほか(1985)		
	小川盆地	比企丘陵	岩殿丘陵	小川盆地	比企丘陵	岩殿丘陵	岩殿丘陵	
松山層群		楊井層	赤沼層		未調査	今宿層	大橋層	今宿砂岩部層
		土塩層	奥田層			鳩山層		鳩山砂岩・シルト岩部層
		福田層	神戸層		福田層	将軍沢層	岩殿層群	将軍沢シルト岩部層
		市ノ川層	鎌形層		市ノ川層	神戸層		根岸砂岩部層
		飯田層 蟹沢層	荒川層	上唐子層	荒川層	荒川層		神戸礫岩部層
		五反田層	小園層		小園層	小園層	上唐子層	

第三系を、岩相および地質構造によって対比する。

調査範囲(図1)は寄居<sup>よりい</sup>付近の荒川沿岸域(図2)、小川盆地地域(図4の左半部、小川という地名の北西部)、滑川<sup>なめりかわ</sup>以西の比企丘陵地域(図4の小川盆地を除いた新第三系分布域)、および岩殿丘陵地域(図10)である。なお、本論文で言う比企丘陵は市ノ川上流右岸沿いの丘陵部(牟礼<sup>むれ</sup>、伊勢根、中爪、平沢など：図4)を含める。また記載上の必要により比企丘陵を北西-南東方向に流れる河川(滑川、粕川、市ノ川：図4)によって地域分けした。

謝辞：本研究は故鹿間時夫横浜国立大学名誉教授の御指導のもとに行なわれた(間嶋, 1978MS)。同大学故見上敬三名誉教授、小池敏夫教授、尾崎公彦助手、江藤哲人助手には本研究に関して筆者在学中御指導、御批判を与えて下さり、また長谷川善和教授には筆者の卒論資料の閲覧に便宜を与えて下さった。筑波大学野田浩司教授、滝沢 茂助手、静岡大学狩野謙一助教授、上越教育大学天野和孝助教授、筑波大学付属駒場中学校高橋宏和教諭には粗稿を読んでいただいた。静岡大学茨木雅子助手には時代論につき御意見を頂いた。また筆者在学当時横浜国立大学教育学部地学教室の学生であった中川久夫、石渡陽子、棚瀬充史、赤坂行晴、小口正行、梅津裕子、関 立志、長谷川裕之、平田大二、棚瀬節子、池崎文也、岡村 晋、小林和彦、鈴木美沙緒、高島清行、田中芳信、中島秀一、間嶋奈奈子の各氏にはフィールドや教室で議論していただいた。比企郡小川町円城寺の西澤昱道住職、入間郡越生町の越生館の皆様には調査にあたってお世話いただいた。以上の方々に篤く御礼申しあげます。

### 層序概説

調査地域の基盤岩類は、結晶片岩類、堆積岩類、石英閃緑岩、花崗岩類、石英斑岩、片麻岩類などからなる。これらの岩石はおおむね北西-南東方向に配列し、互いに断層関係で接する(小勝ほか, 1970)。堆積岩類のうち、寄居礫岩層(渡部ほか, 1950)と枋谷層(前田, 1954)は新第三系である可能性がある。すなわち、小池ほか(1978)は寄居礫岩層から中新世のものと考えられるサメの歯を発見した。また、門田・徳永(1982)は枋谷層の花粉分析を行い、それ

表2 本論文で使用した凝灰岩層名(T1~T10)と従来の研究の中で使用された凝灰岩層名との対比表。

Table 2. Correlation chart of the tuff beds among the present and previous studies.

本論文	小林(1935)	渡部ほか(1950)	松丸・林(1980)	小池ほか(1985)
T10		奥田凝灰岩層		I - 12
T9		將軍沢凝灰岩層		I - 8 ~ I - 11
T8				I - 7
T7				I - 6
T6				I - 2 (?)
T5		上部七郷凝灰岩層		
T4		上部七郷凝灰岩層		
T3		上部七郷凝灰岩層 下部七郷凝灰岩層		
T2			七郷凝灰岩	
T1	古里層	下部七郷凝灰岩層		

が中新世のものに近似していることを示した。この両層は本論文で扱われる新第三系と比較すると固結度が高く、著しく擾乱され、さらに本論文で議論される新第三系最下部の小園層に傾斜不整合で覆われる。両層は新第三系に含まれる可能性があるものの、本研究では以上の理由により基盤岩類に分類した。

荒川沿岸域の地質図と地質断面図を図2に、小川盆地と比企丘陵の地質図と地質断面図を図3と図4に示した。以上の地域の地質柱状図は図5と図6に示した。小川盆地、荒川沿岸域および比企丘陵の新第三系は下位より小園層、荒川層、市ノ川層、福田層からなる。小園層は基盤岩類を不整合に覆い、前期中新世後期から中期中新世最前期の門ノ沢型貝化石動物群を産し(図7；表3)、荒川層に整合に覆われる。市ノ川層は荒川層の上位の地層(整合か不整合かは不明)で福田層に整合に覆われると推定される。

岩殿丘陵の地質図と地質断面図を図10に、また地質柱状図を図11に示した。岩殿丘陵の新第三系は下位より荒川層、神戸層、將軍沢層、鳩山層、今宿層からなる。荒川層と神戸層の関係が不整合と推定されるほかは整合関係である。神戸層は礫岩の礫種の上で比企丘陵の市ノ川層との類似性が高い。岩殿丘陵の新第三系は、その南半部の大半を鮮新~更新統と考えられる物見山層(渡部ほか, 1950；小池ほか, 1985)に傾斜不整合で覆われる。

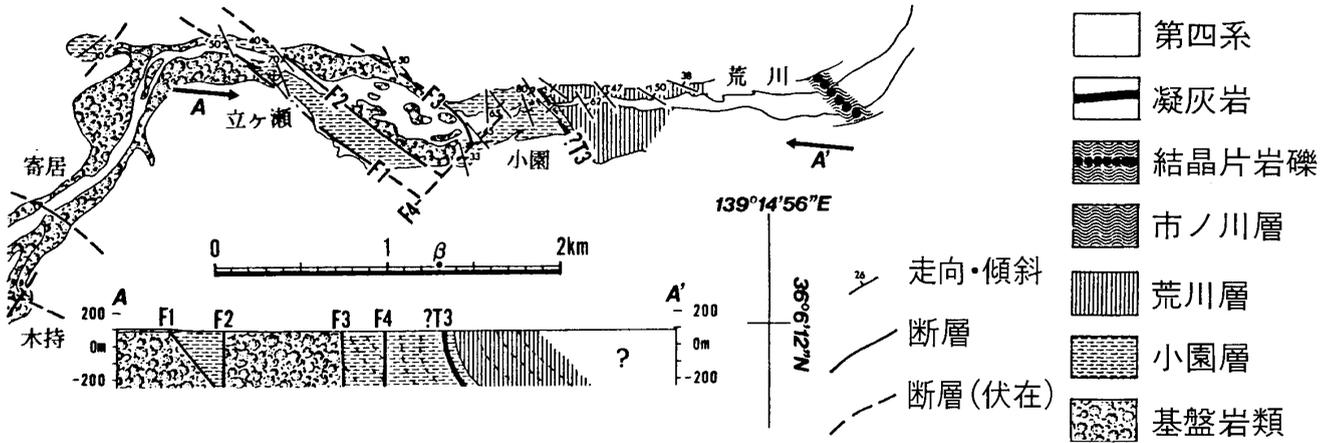


図2 寄居付近の荒川沿岸域に分布する新第三系の地質図および地質断面図。スケール上のβ点については図4の説明参照。

Fig. 2. Geologic map and geologic profile of the Yorii area. For legend, see caption of Fig. 4.

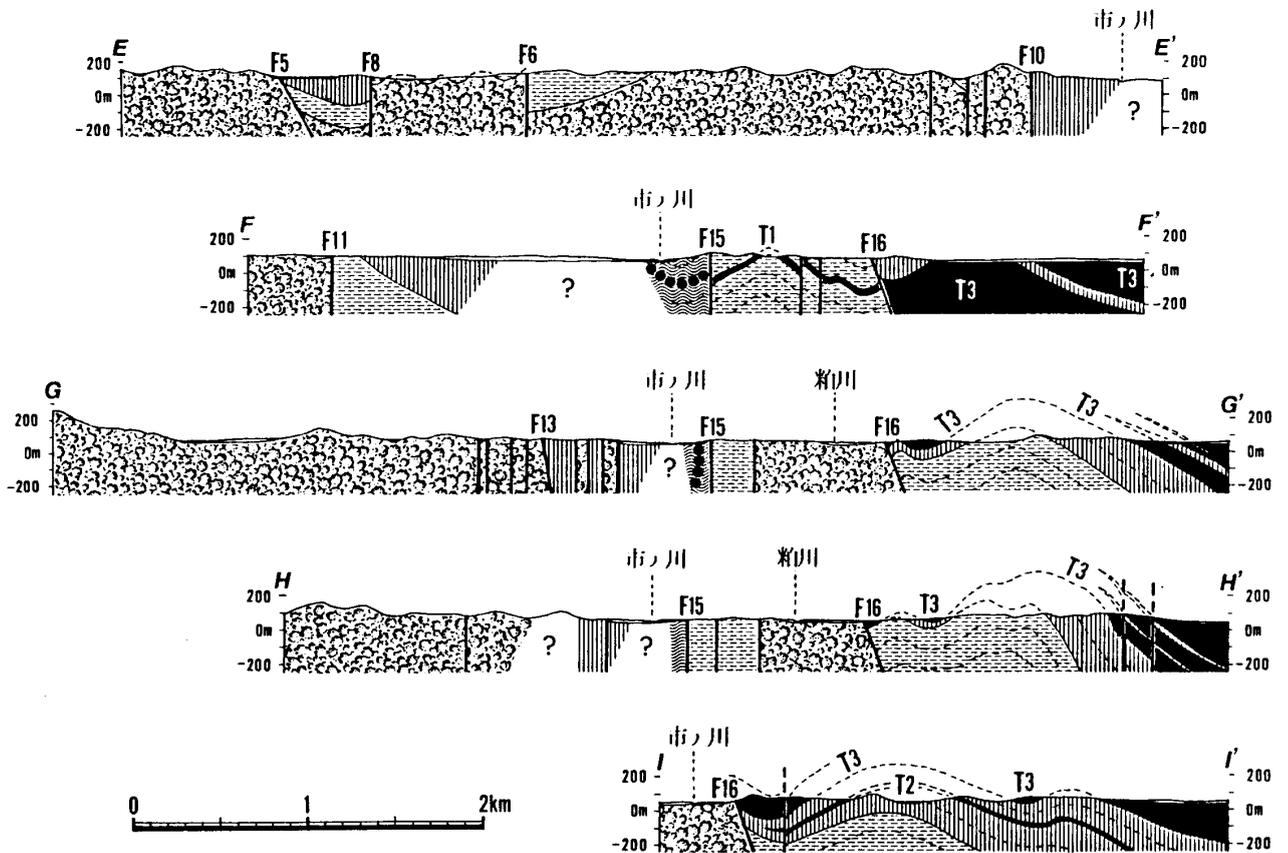


図3 小川盆地および比企丘陵新第三系の地質断面図。断面の位置および凡例は図4を参照。

Fig. 3. Geologic profiles of the Ogawa and Hiki areas (see location of each profile in Fig. 4). For legend, see caption of Fig. 4.

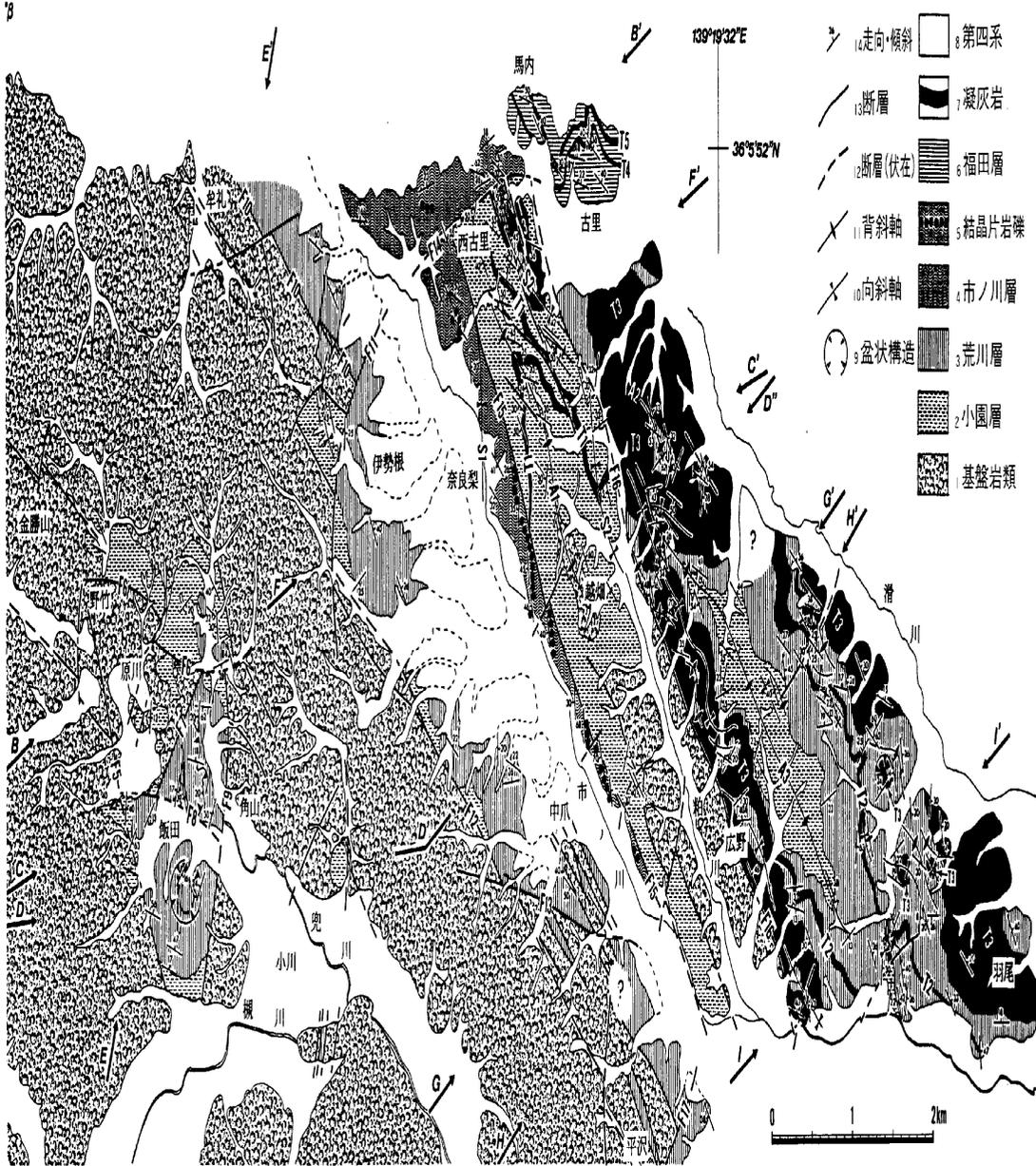
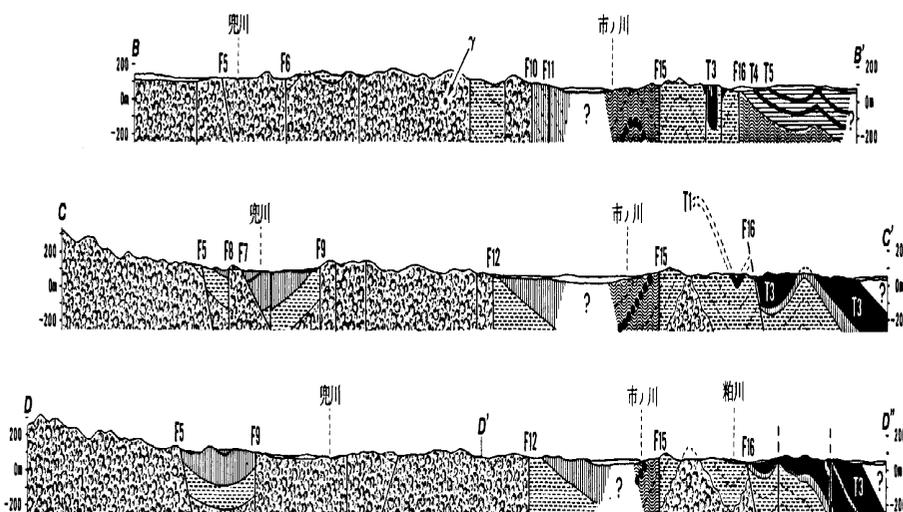


図4 小川盆地および比企丘陵新第三系の地質図および地質断面図。矢印E-E'~I-I'の断面図は図3参照。本図左上端のβ点、B-B'断面基盤岩類中のγ点は、それぞれ図2のβ点、図10のγ点に一致する。すなわち、図2、4、10をコピーし、これらの点を重ねるように貼り合わせれば全体の地質図が完成する(図13)

Fig. 4. Geologic map and geologic profiles of the Ogawa and Hiki areas. Legend: 1, basement rocks; 2, Kozono Formation; 3, Arakawa Formation; 4, Ichinokawa Formation; 5, conglomerate consisting mainly of angular boulders of schist in the Ichinokawa Formation; 6, Fukuda Formation; 7, tuff; 8, Quaternary; 9, basin structure; 10, synclinal axis; 11, anticlinal axis; 12, concealed fault; 13, fault; and 14, dip and strike of stratum.



## 層序各論

本論文では主要凝灰岩層を T1～T10, 主要断層を F1～F18, 主要背斜構造を A1～A6, 主要向斜構造を S1～S6 とし, それぞれ番号を付けて区別した (図 2, 4, 10, 13). 本論文の主要凝灰岩層と従来の研究 (小林, 1935; 渡部ほか, 1950; 松丸・林, 1980; 小池ほか, 1985) との比較を表 2 に示す. なお, 以下の記載で触れる小川盆地, 荒川沿岸域, 比企丘陵の化石産地 1～16 は図 5 に, 岩殿丘陵の化石産地 17～36 は図 11 にそれぞれ位置を示す.

### 小園層 (Kozono Formation)

〔命名〕 渡部ほか (1950).

〔模式地〕 大里郡寄居町小園の荒川両岸.

〔分布〕 小川盆地, 荒川沿岸域の小園・立ヶ瀬<sup>たちせ</sup>付近の荒川両岸, 比企丘陵の市ノ川右岸沿いの丘陵部, 比企丘陵の市ノ川・粕川に挟まれた地域の大部分と粕川・滑川に挟まれた丘陵中軸部.

〔岩相〕 礫岩層, 砂岩層, 泥岩層, 凝灰岩層, およびそれらの互層よりなる. 小園層は岩相変化が著しく, 一般的な傾向として東方に向かって (小川盆地→荒川沿岸域→比企丘陵) 全体に占める泥岩層の割合が高くなる. 本層を特徴づけるのは片麻岩, 閃緑岩, 石英斑岩および先新第三系堆積岩類 (主に秩父中～? 古生層) 起源のチャート, 砂岩, 頁岩などの円礫よりなる礫岩層である. ただし, 非常にまれに結晶片岩角礫よりなる礫岩層を挟むことがある. 以下, 小川盆地, 荒川沿岸域, 比企丘陵の 3 地域に分けて記載する.

小川盆地: 小川盆地の小園層は, 基盤岩類に不整合関係あるいは断層関係で接し, 北部から南部にかけて岩相が著しく変化する. また, 原川付近の不整合面直上に発達する黒色砂質泥岩層を除いて泥岩をほとんど含まず, 野竹北方で片麻岩等の巨円礫を多量に含む特徴的な礫岩層を挟在する. 以下, 北部 (F6 断層以北), 中部 (F6 断層と F8 断層に挟まれた部分), 南部 (F8 断層以南) の順に記載する. 北部の野竹北方には本層下部が分布し, 直径 1m に及ぶ片麻岩や花崗岩の巨円礫と, 閃緑岩や角閃岩の巨～大, 円～亜円礫を多量に含む礫岩 (武井ほか, 1978) が発達す

る. 片麻岩巨円礫を含む本層下部は角山北方 (F6, F9 断層が交わる部分の北西側) にも狭く分布する. 北部の本層中～上部は, 石英斑岩の中円礫および先新第三系砂岩起源の中～大礫よりなる礫岩層, 細礫質粗粒砂岩層, 雲母片を多量に含む中～細粒砂岩層よりなり, まれに白色細粒凝灰岩層を挟む. これに対し中部の原川付近の兜川沿岸域では, 基盤岩類 (石英閃緑岩) に本層が不整合関係で接し, 凝灰質細粒砂岩層, 細礫質粗粒砂岩層および黒色砂質泥岩層からなり, 汽水性の貝化石を産する (化石産地 3). 一方, 南部の飯田西方では, 砂岩層および先新第三系起源であるチャート, 砂岩, 頁岩等の中円礫を主とする礫岩層からなる.

荒川沿岸域: 本層最下部は断層関係で基盤岩と接するため不明である. 本層下部は, 粗粒, 中粒および細粒砂岩の互層が主体で, しばしば石英斑岩, チャート, 砂岩, 頁岩などの小～中円礫よりなる礫岩層, 泥岩層, 白色凝灰岩層を挟む. ただし, 凝灰岩層は本層下部が基盤岩中に断層関係で孤立的に分布する立ヶ瀬付近ではほとんど観察されない. 小園付近に発達する細礫質粗粒砂岩層は *Ostrea bed* を数枚挟み (化石産地 9), その上位の細粒砂岩層と中～粗粒砂岩層の互層中には貝化石を産する泥岩角礫 (化石産地 10) や木片を含む.

上部は砂岩泥岩互層が主体で, 下部と同様な礫種・礫径を示す礫岩層と白色凝灰岩層をしばしば挟在する. 本層最上部付近には層厚約 20m の石英砂粒を含む軽石質火山礫凝灰岩層が発達する. この凝灰岩層中には数枚の泥岩層を挟在する. この凝灰岩層は岩相から比企丘陵の荒川層に挟在する T3 凝灰岩層に対比される可能性がある (図 2, 5).

比企丘陵: 本層最下部は越畑周辺に発達し, 細礫質粗粒砂岩層, 塊状中粒砂岩層, 礫岩層および泥岩層などが観察されるが, 露出状況が著しく悪いため, これらの岩相の上下及び側方への関係は不明である. 越畑の基盤岩類周辺にはゴマシオ状凝灰岩層が分布する. 本層中上部は泥岩層および砂岩泥岩互層が最も優勢で, 細礫質粗粒砂岩層, 塊状中粒砂岩層, 礫岩層, 凝灰岩層などを挟む. 礫岩は主に石英斑岩および先新第三系起源のチャート, 砂岩, 頁岩などの中円礫よりなる. 西古里付近には T1 凝灰岩層が発達

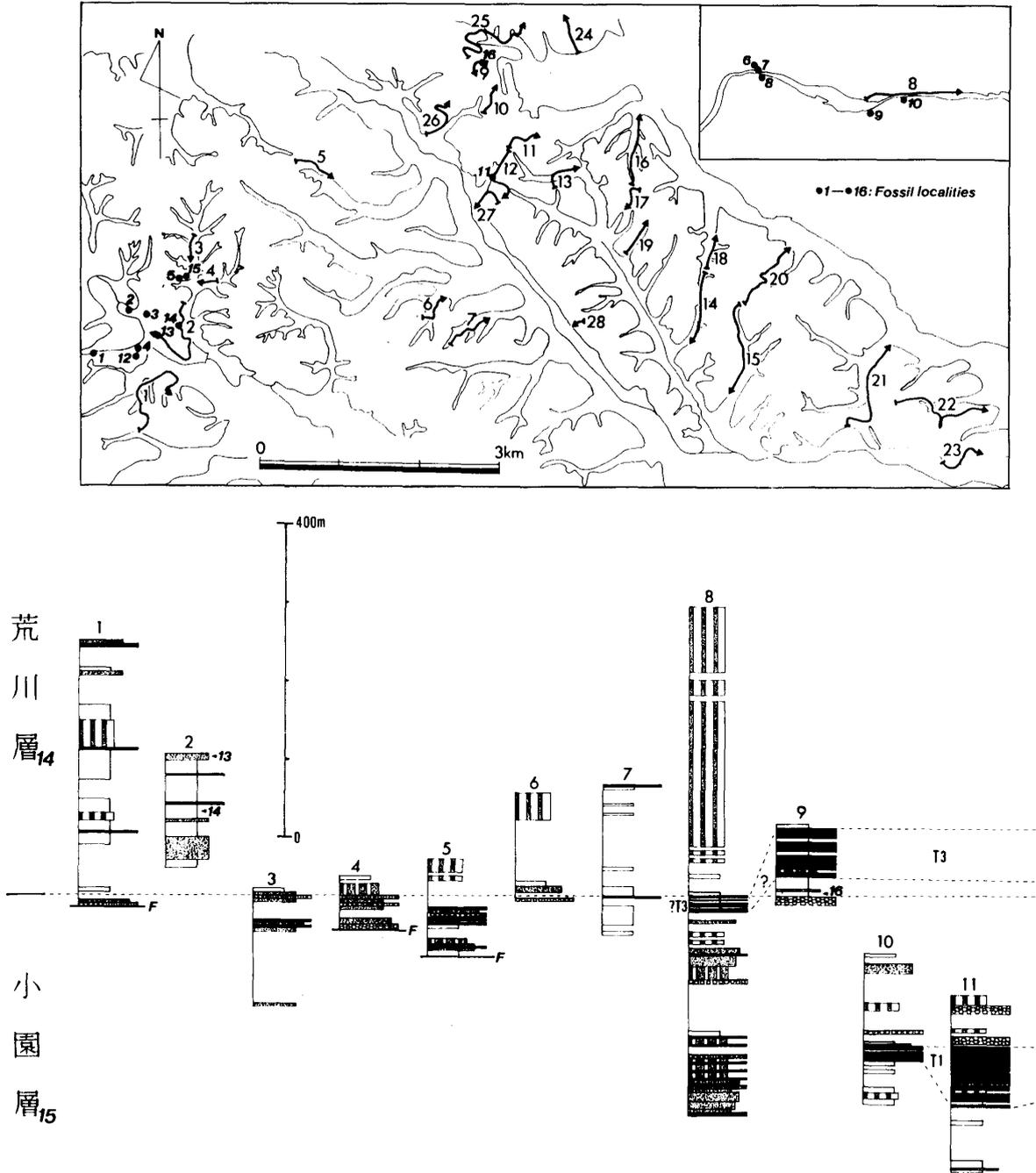


図5 荒川沿岸域, 小川盆地および比企丘陵新第三系の地質柱状図. 黒丸および黒三角のイタリック数字は, それぞれ化石産地とその層準を示す. 凡例は図6 参照.

Fig. 5. Columnar sections of Yorii, Ogawa, Hiki areas. For legend, see caption of Fig. 6.

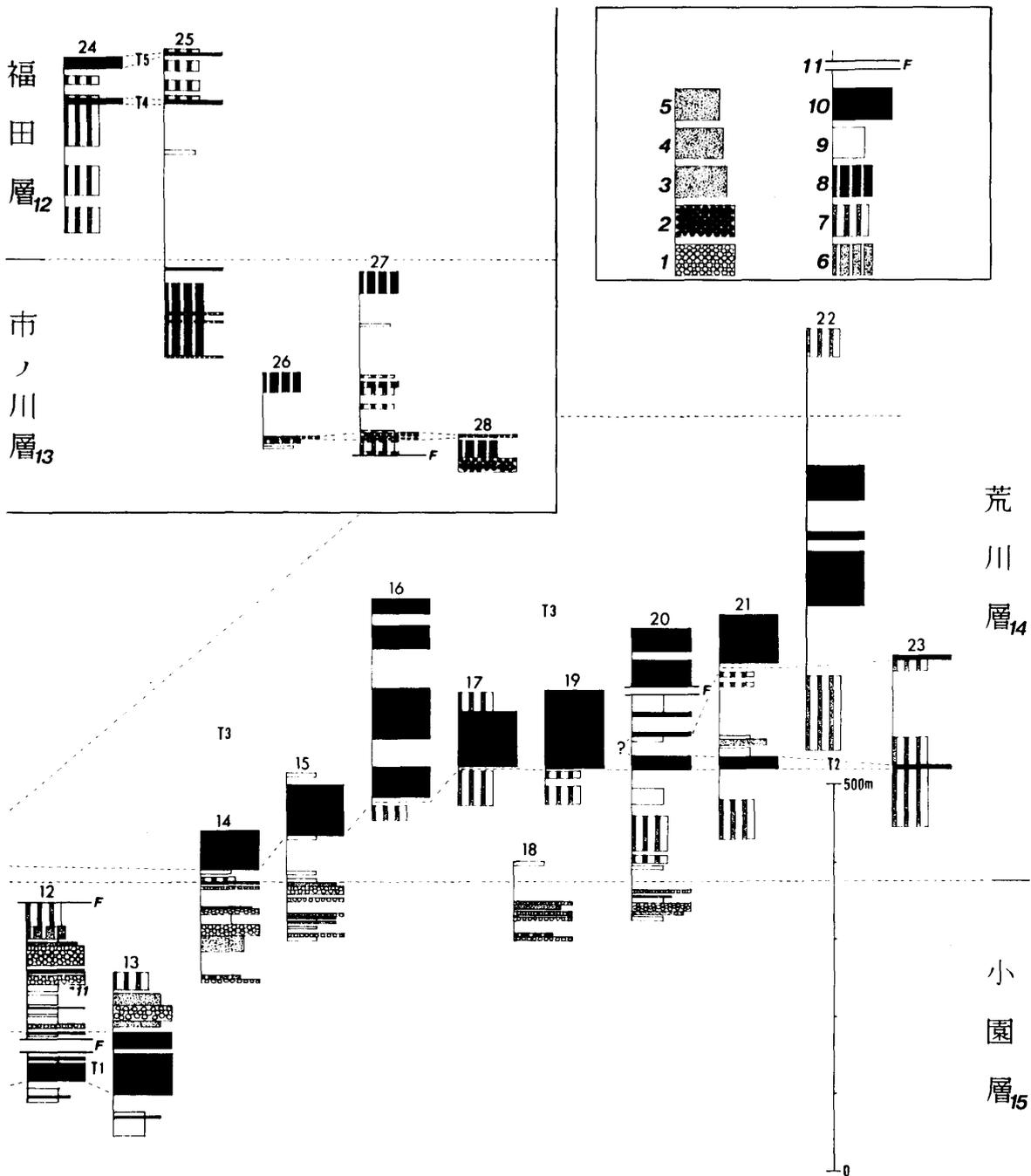


図6 比企丘陵新第三系の地質柱状図。黒三角のイタリック数字は化石産地の層準を示す。凡例：

- 1 礫岩。 2 主に結晶片岩巨角礫よりなる礫岩。 3 粗粒砂岩。 4 中粒砂岩。 5 細粒砂岩。
- 6 砂岩優勢な砂岩泥岩互層。 7 泥岩優勢な砂岩泥岩互層。 8 結晶片岩粒よりなる礫質砂岩と泥岩の互層。 9 泥岩。 10 凝灰岩。 11 断層。

Fig. 6. Columnar sections of Hiki area. Legend: 1, conglomerate; 2, conglomerate consisting mainly of angular boulders of schist; 3, coarse-grained sandstone; 4, medium-grained sandstone; 5, fine-grained sandstone; 6, alternating sandstone and mudstone (sandstone > mudstone); 7, alternating sandstone and mudstone (mudstone > sandstone); 8, alternating sandstone consisting mainly of grains of schist and mudstone; 9, mudstone; 10, tuff; 11, fault; 12, Fukuda Formation; 13, Ichinokawa Formation; 14, Arakawa Formation; and 15, Kozono Formation.

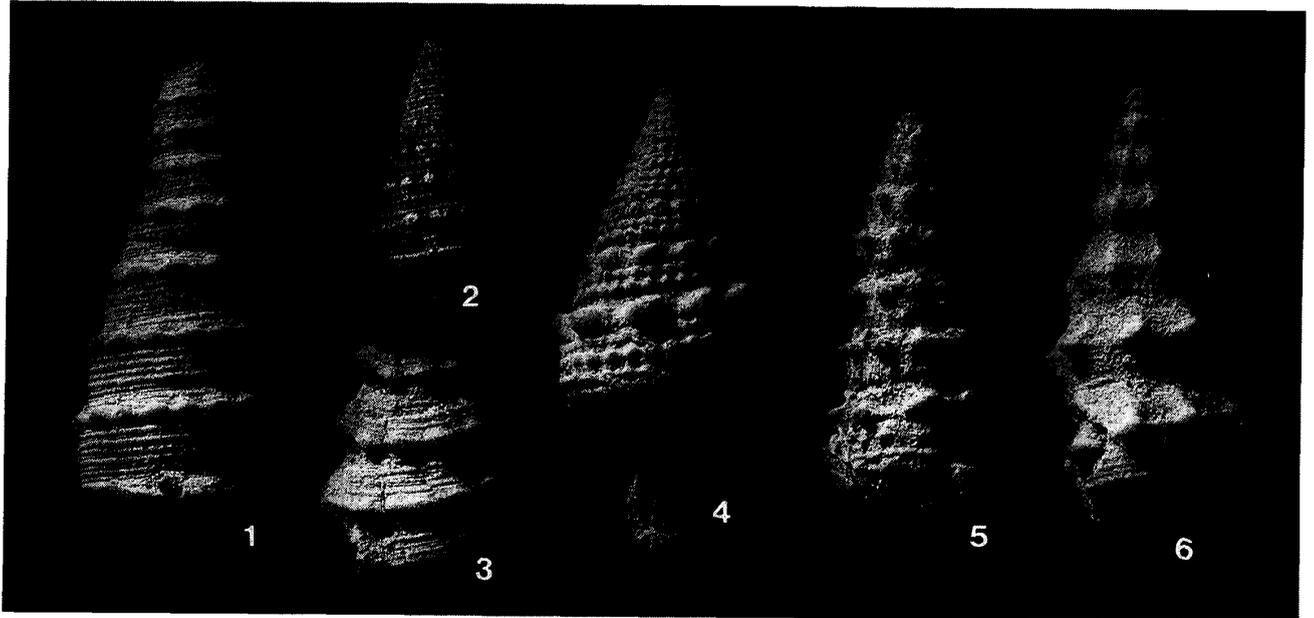


図7 小園層の化石産地6より得られた貝化石。標本はいずれもシリコン模型。筑波大学地球科学系所蔵。

Fig. 7. Fossil molluscs collected from the Kozono Formation (loc. 6: Fig. 5). All specimens are rubber casts made from the external molds. 1-3: *Vicaryella ishiiiana* (YOKOYAMA). 1, IGUT 11119-2, x1.8. 2: IGUT 11119-1, x2.8. 3: IGUT 11119-3, x1.7. 4: *Vicaryella atukoae* (OTUKA), IGUT 11117, x2.7. 5: *Tateiwaia tateiwai* (MAKIYAMA), IGUT 11116-6, x3.3. 6: *Tateiwaia yamanarii* (MAKIYAMA), IGUT 11118-5, x2.4. IGUT: Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Ibaraki, 305 Japan.

する。この凝灰岩層は最大層厚約80mで岩相の変化が著しく、白色軽石質火山礫凝灰岩から白色細粒凝灰岩まで粒度が変化し、泥岩層、泥岩優勢な砂岩泥岩互層、礫岩層などを挟在することがある。T1凝灰岩層は粕川東部に分布する本層中には追跡されない。これは粕川東部の小園層がT1凝灰岩層より上位の層準から成っているからであろう。

【層厚】小川盆地で160m。荒川沿岸域で270m＋（下限不明）。比企丘陵で650mである。

【層序関係】基盤岩類を不整合に覆う。不整合面は小川盆地の原川付近の兜川河床と原川南東の採石場、及び寄居町牟礼で観察される。不整合面が確認された露頭の基盤岩は、いずれも石英閃緑岩である。上位は荒川層に整合に覆われる。

【化石】小園層から産出した貝化石を表3に示す。小川盆地（化石産地1～5）と荒川沿岸域（化石産地6～10）からは化石を多産するが、比企丘陵では化石産地11から得られた *Paphia*? sp. と、著しく

保存の悪い巻貝化石を除いて、貝化石はほとんど産出しない。以下に主な化石産地について述べる。化石産地1, 2, 9では礫質砂岩層中に *Crassostrea* が層状あるいはレンズ状に密集して産する。化石産地3では下位の粗粒砂岩層から *Crassostrea*, 上位の黒色砂質泥岩層から *Cyclina*, *Hiatula*, *Vicaryella*, *Cerithidea* 等の貝化石が比較的自生に近い状態で産する。また化石産地6の細粒砂岩層からは, *Tateiwaia*, *Vicaryella*, *Cerithidea* 等の巻貝化石(図7)が密集して産する(MAJIMA & TAKAHASHI, 1987)。以上の貝化石は内湾あるいは河口付近の汽水域の環境を示すと考えられる。

【比較】本層は、小林(1935)の古里層の大半、七郷層下部および中部、市ノ川層の下部、中部および上部の一部に、渡部ほか(1950)の五反田層、立ヶ瀬層上部、中部を除く小園層、中部を除く荒川層、七郷層中部に、また、松丸・林(1980)の五反田層、上部を除く小園層、荒川層の最下部の一部に、それぞれ一致する。

表3 小園層産貝化石の産出リスト. 化石産地の位置は図5 参照. A: 25 個体以上. C: 11-25 個体. F: 5-10 個体. R: 5 個体以下.

Table 3. Faunal list and relative abundance of species in the collection from the Kozono Formation. A: more than 25 specimens. C: 11-25 specimens. F: 5-10 specimens. R: fewer than 5 specimens.

種	産地	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>Nuculana</i> sp.		—	—	—	—	—	—	—	—	—	R	—
<i>Arca</i> sp.		—	—	—	R	R	—	—	—	—	—	—
<i>Striarca</i> sp.		—	—	—	—	—	F	—	—	—	—	—
<i>Anadara</i> sp.		—	—	—	—	R	—	F	—	—	—	—
<i>Glycymeris</i> sp.		—	—	—	—	R	—	—	—	—	—	—
<i>Mizuhopecten</i> sp.		—	—	—	—	—	—	R	—	—	—	—
<i>Chlamys</i> sp.		—	—	—	R	—	—	—	—	—	—	—
<i>Crassostrea gravitesta</i> (YOKOYAMA)		A	A	A	—	—	—	—	R	A	—	—
<i>Lucinoma</i> sp.		—	—	—	—	—	—	R	—	—	—	—
<i>Saxolucina</i> cf. <i>khataii</i> (OTUKA)		—	—	—	—	—	F	—	—	—	—	—
<i>Dosinia</i> sp.		—	—	—	—	R	R	—	—	—	—	—
<i>Cyclina</i> cf. <i>sinensis</i> (GMELIN)		—	—	C	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Venus</i> sp.		—	—	—	—	—	—	—	R	—	—	—
<i>Tapes</i> sp.		—	—	—	—	F	—	R	—	—	—	—
<i>Paphia</i> ? sp.		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	R
<i>Clementia</i> sp.		—	—	—	—	—	R	—	—	—	—	—
<i>Mactra</i> sp.		—	—	—	—	F	—	—	R	—	R	—
<i>Hiatula minoensis</i> (YOKOYAMA)		—	—	F	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Cultellus</i> sp.		—	—	—	—	—	—	R	—	—	—	—
<i>Margarites</i> ? sp.		—	—	—	—	—	F	—	—	—	—	—
<i>Turritella</i> sp.		—	—	—	—	R	—	F	—	—	—	—
<i>Tateiwaia tateiwa</i> (MAKIYAMA)		—	—	—	—	—	C	—	R	—	—	—
<i>T. yamanarii</i> (MAKIYAMA)		—	—	—	—	—	A	—	—	—	—	—
<i>Vicaryella atukoae</i> (OTUKA)		—	—	—	—	—	R	—	—	—	—	—
<i>V. ishiiiana</i> (YOKOYAMA)		—	—	—	—	—	C	—	R	—	—	—
<i>V. cf. chosenica</i> YABE and HATAI		—	—	A	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Cerithidea</i> sp.		—	—	A	—	—	R	—	—	—	—	—
<i>Pollia</i> sp.		—	—	—	—	—	F	—	—	—	—	—
<i>Hemifusus</i> ? sp.		—	—	—	—	—	R	—	—	—	—	—
<i>Trigonaphera</i> sp.		—	—	—	—	—	—	R	—	—	—	—
<i>Epitonium</i> sp.		—	—	—	—	—	—	R	—	—	—	—
<i>Bulla</i> sp.		—	—	—	—	—	—	—	—	R	—	—

本論文では小川盆地の五反田層(渡部ほか, 1950 ; 松丸・林, 1980) を小園層に含めた. 小川盆地は小園層の分布の西縁にあたり比企丘陵の小園層に比較して粗粒碎屑岩を多く含むことを特徴とする. しかし既に記載したように小園層は全体として東方に細粒化する傾向を示す地層である. このことから五反田層は小園層の西方の粗粒相を示すものと考え同一の地層とした.

**荒川層 (Arakawa Formation)**

[命名] 渡部ほか(1950).

[模式地] 大里郡寄居町小園東方 500m より下流へ 500m の間の荒川両岸.

[分布] 小川盆地. 荒川沿岸域の小園東方 500m より下流へ 500m の間の荒川両岸. 比企丘陵の市ノ川右岸沿いと粕川・滑川に挟まれた丘陵地域, および西古里東方. 岩殿丘陵の嵐山町千手堂の槻川左岸および東松山市上唐子から下唐子にかけての都幾川左岸.

[岩相] 泥岩優勢な砂岩泥岩互層, 砂岩層, 泥岩層および凝灰岩層よりなる. 全体的な傾向として, 砂岩の占める割合は西方(小川盆地)から東方(比企丘陵)へ減少する. 以下, 小川盆地, 荒川沿岸域, 比企丘陵, 岩殿丘陵北縁部(槻川・都幾川両沿岸域)に分けて記載する.

小川盆地: 灰色~黒色の泥岩層, 泥岩優勢な砂岩泥岩互層を主体とし, 下部に厚さ 30m の塊状中粒砂岩層, 最上部に厚さ 10m 以上の中~粗粒砂岩層を挟

在する。かつて最上部の砂岩中から石炭が採掘されていたが(徳永・飯塚, 1927), 炭層は今回の調査では確認できなかった。厚さ 1m 程の白色細粒凝灰岩層を少なくとも 3 枚挟む(図 5 の柱状図 1)。泥岩層は含貝化石石灰質団塊を含む。

荒川沿岸域: 泥岩優勢な砂岩泥岩互層よりなり、ときに 1~2m ほどの厚さの塊状中粒砂岩層を挟む。荒川沿岸域の本層は凝灰岩層をほとんど挟まない。

比企丘陵: 市ノ川右岸沿いの丘陵部を除く本層の岩相は、泥岩優勢な砂岩泥岩互層、泥岩層及び凝灰岩層よりなる。砂岩泥岩互層中には厚さ 5cm の石炭層を挟む。下位より T2, T3 の 2 枚の凝灰岩層を挟む。T2 凝灰岩層は滑川と粕川に挟まれた丘陵地域南東部に発達する。岩相は淡緑色細粒均質で風化すると泥岩と区別しにくい。本凝灰岩層は厚さ 15~20m で、上限と下限は凝灰質泥岩へと漸移する。T3 凝灰岩層は比企丘陵の荒川層分布域内に広く発達する。本凝灰岩層の岩相は淡緑色~白色細粒凝灰岩から淡緑色~淡褐色軽石質火山礫凝灰岩まで色彩および粒度が変化する。泥岩の角礫や粗粒な石英砂粒を含む部分がある。本凝灰岩は塊状無層理なため正確な厚さは明らかではないが、滑川村羽尾付近では見かけ上 300m に達する。しかし砂岩泥岩互層中にしばしば観察される小褶曲が本凝灰岩中にも予想されるため実際はもっと薄いであろう。T3 凝灰岩層は泥岩層あるいは泥岩優勢な砂岩泥岩互層をしばしば挟在する。市ノ川右岸沿いの丘陵部の本層の岩相は荒川沿岸域と類似する。しかし、まれに薄い白色細粒凝灰岩層を挟在する。

岩殿丘陵北縁部(槻川および都幾川沿岸域): 都幾川左岸の上唐子から下唐子にかけては泥岩優勢な砂岩泥岩互層が断続的に露出する。一方、槻川左岸千手堂西方の沢には凝灰質泥岩層が露出し、厚さ 30~50cm ほどの白色細粒凝灰岩層を 2 枚挟在する(図 11 の柱状図 4)。

【層厚】小川町飯田付近で 320m + (上限不明)。荒川沿岸域で 350m + (上限不明)。比企丘陵では羽尾付近で最も厚く 600m +。広野付近で 130m +、さらに西古里の秩父セメント採石場で 80m + である(いずれも上限不明)。本層は上限が不明なため地域ごとの層厚を比較することが困難であるが、西方から東

表 4 荒川層産貝化石の産出リスト。化石産地の位置は図 5 参照。A: 25 個体以上。C: 11-25 個体。F: 5-10 個体。R: 5 個体以下。

Table 4. Faunal list and relative abundance of species in the collection from the Arakawa Formation. A: more than 25 specimens. C: 11-25 specimens. F: 5-10 specimens. R: fewer than 5 specimens.

種	産地	12	13	14	15	16
<i>Nucula</i> sp.		—	—	—	—	F
<i>Acila</i> sp.		R	—	—	—	R
<i>Sacella miensis</i> ARAKI		A	R	—	R	—
<i>Portlandia</i> cf. <i>watasei</i> (KANEHARA)		—	—	—	—	A
<i>P. thraciaeformis</i> (STORER)		—	—	—	—	R
<i>Acesta goliath</i> (SOWERBY)		—	—	—	—	R
<i>Conchocele</i> ? sp.		—	—	—	R	—
<i>Lucinoma</i> cf. <i>acutilineata</i> (CONRAD)		—	R	—	F	—
<i>Macoma optiva</i> (YOKOYAMA)		R	—	R	—	—
<i>M.</i> cf. <i>incongrua</i> (MARTENS)		R	—	—	—	—
<i>Siliqua</i> cf. <i>pulchella</i> (DUNKER)		—	F	—	—	—
<i>Cultrensis</i> sp.		R	—	—	—	—
<i>Dentalium</i> sp.		—	—	—	—	A
<i>Turritella</i> sp.		—	—	—	R	—
<i>Reticunassa</i> ? sp.		R	—	—	—	—
<i>Neptunea</i> cf. <i>constricta</i> (DALL)		—	—	—	—	R

方へ層厚を増すように見える。東方(比企丘陵)の本層の層厚の大半は T3 凝灰岩が占めている(図 6)。T3 凝灰岩層は西から東に向かって層厚を増す(図 5, 6)。

【層序関係】下位の小園層を整合に覆う。本層中には礫岩層を含まない。従って小園層最上部の礫岩層(場合によっては礫質砂岩層)の上位面が両層の境界となる(図 5, 6)。上位は比企丘陵で市ノ川層と、岩殿丘陵の槻川左岸で神戸層とそれぞれ断層で接する。

【化石】荒川層産の貝化石を表 4 に示した。貝化石を産出するのは小川盆地の泥岩層(化石産地 12, 14, 15)と上部の砂岩層(化石産地 13)、および比企丘陵の本層最下部の泥岩層(化石産地 16)である。泥岩層中の化石は石灰質団塊中に産する。化石産地 16 を除き一般に化石の保存は悪い。本層産の貝化石は主に *Nucula*, *Portlandia*, *Acesta*, *Neptunea* など沖合に生息する種からなる。

【比較】本層は小林(1935)の中部を除く七郷層と中部を除く市ノ川層に一致する。また、渡部ほか(1950)の蟹沢泥岩層、飯田挟炭層、荒川層の一部、中部を除く七郷層に一致する。渡部ほか(1950)の荒川層と

比較すると、荒川沿岸域でその分布はほぼ一致するが、彼らの荒川層の基底部をなす礫質砂岩層は本論文の小園層最上部にあたる。比企丘陵で彼らが荒川層とした大半は、本論文の小園層、市ノ川層および基盤岩類の花崗岩である。彼らは都幾川左岸に荒川層を認めたが、その分布は本論文の荒川層にほぼ等しい。松丸・林(1980)と比較すると、彼らの飯田層、蟹沢層、荒川層、上唐子層に一致(表1)するが、後述のように下位の小園層との地層境界の区切り方で異なっている。小池ほか(1985)の上唐子層のシルト岩および砂岩・シルト岩互層は本層に一致する。彼らの上唐子層には礫岩層および砂岩層を含むが、これらは上位の神戸層の基底部にあたる。

松丸・林(1980)は小園層と荒川層の境界を荒川沿岸域で本論文の?T3凝灰岩層(図2, 図5の柱状図8)の上位面に、比企丘陵の市ノ川と滑川に挟まれた丘陵部で本論文のT3凝灰岩層の上位面に、また比企丘陵市ノ川右岸沿いの丘陵部で両層の境界を薄い凝灰岩層の上位面(松丸・林, 1980のFig. 3)に引いた。しかし、一般に比企丘陵の凝灰岩層は岩相変化が著しく荒川沿岸域や比企丘陵間のような離れた地域ではその対比に未だ問題が残されているように思える。とくに、比企丘陵市ノ川右岸沿いの丘陵部に発達する凝灰岩層は非常に連続性が悪く地層境界に使用するには無理があるように思える。そこで本研究では小園層は礫岩を挟在する事によって特徴づけられる地層とし、荒川層は礫岩のような粗粒碎屑岩を含まない地層である(ただし、砂岩泥岩互層部の砂岩基底部にはわずかに礫質部分がある)と定義し直すことにした。筆者の調査結果に基づく比企丘陵のT3凝灰岩層の上位面より最大で下位400mの間には礫岩層などの粗粒碎屑岩を含まず、礫岩層はその下位にある(図6)、また荒川沿岸域の?T3凝灰岩層の上部には礫岩層が発達する(図5の柱状図8)。本研究ではこれらの礫岩層(場合によっては礫質粗粒砂岩層)の上位面を両層の境界とした。

#### 市ノ川層 (Ichinokawa Formation)

[命名] 小林(1935). 本層は川の名称をとって市ノ川層と命名されたが、最近の地形図および現地では、この川を市野川としている。

[模式地] 比企郡嵐山町奈良梨東方の採石場(図8の写真1a-b, 写真2).

[分布] 比企丘陵市ノ川左岸沿いの丘陵西縁部、および北縁部に丘陵の西半分を取り囲むように分布する。また荒川沿岸域の小園東方約2.5kmにも本層の分布がある(図2).

[岩相] 本層は主に泥岩優勢な砂岩泥岩互層からなり、結晶片岩巨角礫(図8の写真2, 写真3, 写真4)を多量に含む礫岩層を少なくとも2枚と、結晶片岩粒よりなる礫質砂岩層をしばしば挟在する。結晶片岩巨角礫はときに径3mにもおよび(図8の写真2)、礫の大半を占めるが、礫岩層中には砂岩や頁岩などの先新第三系堆積岩類起源の細～中円礫を含むことがある。この礫岩層は小勝ほか(1970)によって青岩礫岩と呼ばれたものに相当する。砂岩泥岩互層中の礫質砂岩層を挟在する部分は、砂岩層中の扁平な結晶片岩粒が層理面と平行に配列しているために層理面に沿って平板状に剥離することが多い(図8の写真3)。こういった剥離性は本層以外の砂岩泥岩互層中には見られず、本層の著しい外見的特徴となっている。

[層厚] 模式地の奈良梨付近で250m+(下限および上限不明). 西古里北方で150m+(下限不明).

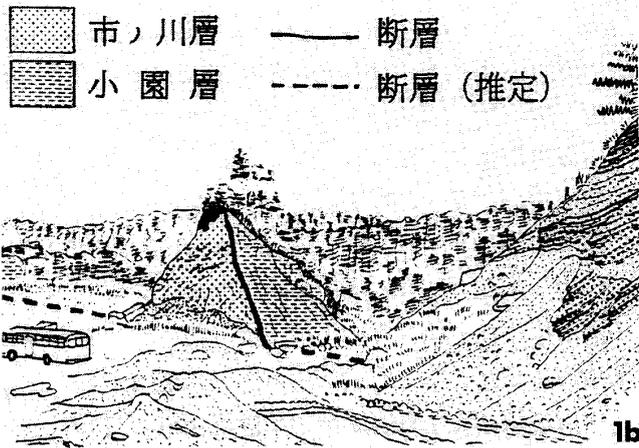
[層序関係] 下位は小園層あるいは荒川層と断層で接するが、以下の理由により荒川層の上位に重なる地層であると考えられる。(1) 荒川沿岸域では荒川層と市ノ川層との間に露頭が欠如しているが、市ノ川層は見かけ上荒川層の上位、すなわち荒川層の傾斜方向に露出している(図2)。(2) 比企丘陵の滑川と市ノ川に挟まれた丘陵地域の小園層と荒川層は大きくドーム構造をなし(後述)、そのドーム構造の北縁と西縁に沿って市ノ川層が露出する。また市ノ川右岸沿いには荒川層が露出し東方に傾斜している(図4)。これらのことから市ノ川に沿った向斜構造が推定され、荒川層の上位に市ノ川層が重なると考えざるえない。市ノ川層と荒川層が整合であるか不整合であるかの直接的な証拠は荒川沿岸域および比企丘陵地域には認められない。

[化石] 未発見。

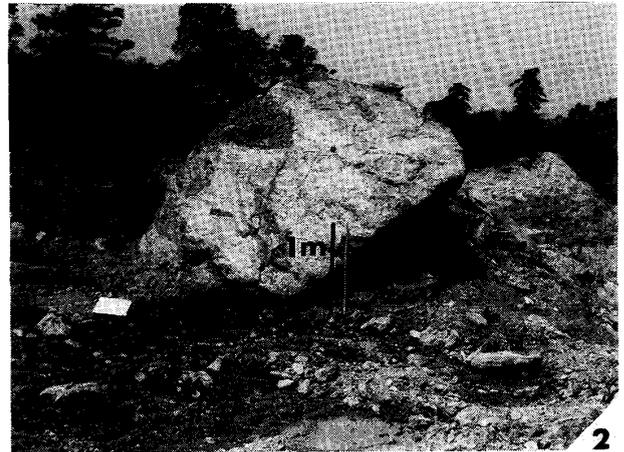
[比較] 本層は、小林(1935)の市ノ川層中部、渡部ほか(1950)の荒川層下部、松丸・林(1980)の市ノ川層にそれぞれ一致する。



1a



1b



2



3



4

← 図8 市ノ川層の露頭写真(写真の撮影位置は図9に示す)

- 1a-b: 嵐山町奈良梨の採石場に露出した市ノ川層(断層の手前)と小園層(断層の向こう側)を境するF15断層. 手前の市ノ川層は, 主に結晶片岩粒よりなる礫質砂岩層を挟在する整然と成層した砂岩泥岩互層であるのに対して, 小園層は砂岩層, 泥岩層, 砂岩泥岩互層, 礫岩層(石英斑岩, チャート, 砂岩, 頁岩などの中~大円礫よりなる)などが小断層によって切られ, 著しく複雑な構造をなす. F15断層はN20°W, 85°WSWの断層面を有する. 1977年7月29日撮影.
- 2: 1a-bの写真の撮影位置近くに露出する径3m以上の市ノ川層中の結晶片岩巨角礫. 写真1aと同日に撮影.
- 3, 4: 奈良梨の南東約800mの市ノ川沿いの道路脇に露出する市ノ川層の結晶片岩粒より主なる礫質砂岩層と泥岩層の互層(写真3の右下半部), およびその上位に重なる結晶片岩巨角礫からなる礫岩層[写真3の左上半部の人物(棚瀬充史氏)の写っている部分と写真4; 写真3と写真4は同一の露頭を異なる方向から写したものである(図9)]. 砂岩泥岩互層は市ノ川層を特徴づける層理面での剥離が顕著で, これは礫質砂岩中の結晶片岩粒が層理面と平行に配列しているためである. 1978年1月撮影.

Fig. 8. Photos of the Ichinokawa Formation. 1a-b: Ichinokawa Formation (screen of dot), Kozono Formation (screen of dash), fault (solid line) and fault presumed (dashed solid line). 2: angular boulder of schist (3m + in diameter) in the Ichinokawa Formation. 3, 4: Conglomerate consisting mainly of angular boulders of schist, and alternating sandstone and mudstone of the Ichinokawa Formation. See location of each photograph in Fig. 9.

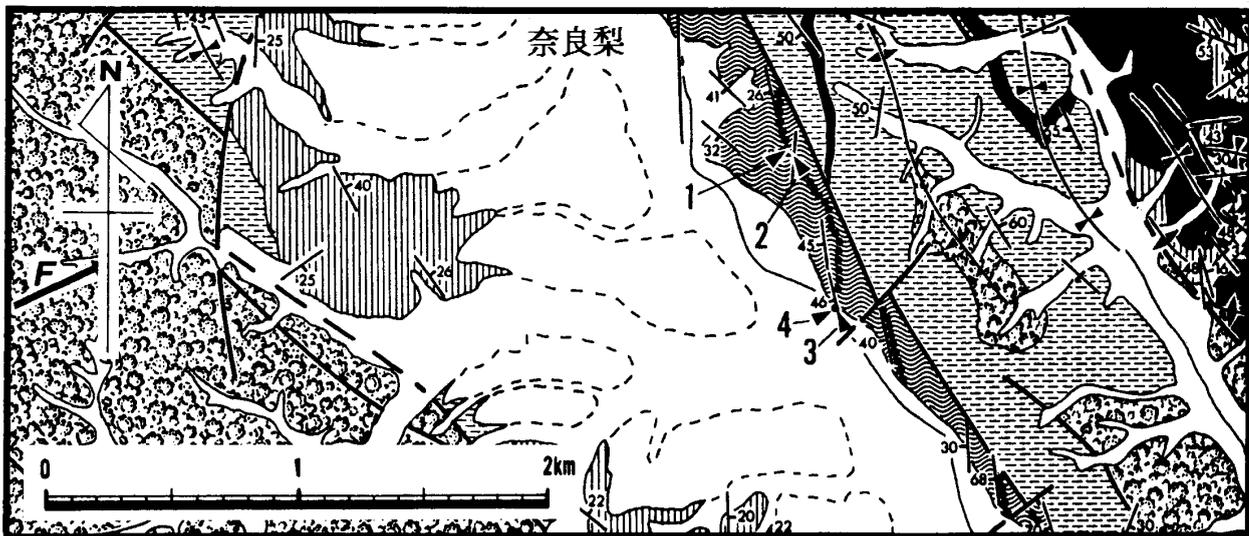


図9 図8の写真撮影位置を示す. 図は市ノ川沿岸城奈良梨付近の地質図(図4)を示し, 凡例は図4と同じ. 1から4で示された黒い二等辺三角形の頂点の示す向きが写真の撮影方向である.  
Fig. 9. Location of each photograph in Fig. 8.

### 福田層 (Fukuda Formation)

[命名] 小林(1935).

[模式地] 福田村を真北に進む県道に沿って, 下向から上郷に至る両側の丘陵脚(渡部ほか, 1950; 調査地域外).

[分布] 比企丘陵の古里より馬内にかけての丘陵地帯 [調査地域外は渡部ほか(1950)参照].

[岩相] 泥岩優勢な砂岩泥岩互層よりなり2枚の凝

灰岩層(T4, T5)を挟在する. 下位のT4凝灰岩層は淡緑色軽石質火山礫凝灰岩で, 厚さ7mである. 上位のT5凝灰岩層は白色細粒で上部は泥岩に移化する. 厚さ最大15mで西方に層厚を減ずる.

[層厚] 220m+ (上限不明).

[層序関係] 下位は市ノ川層を整合に覆うと推定される. 馬内南方の本層とその南西方に分布する市ノ川層上部は, 共に北東方向に傾斜する(図4). 両層の間

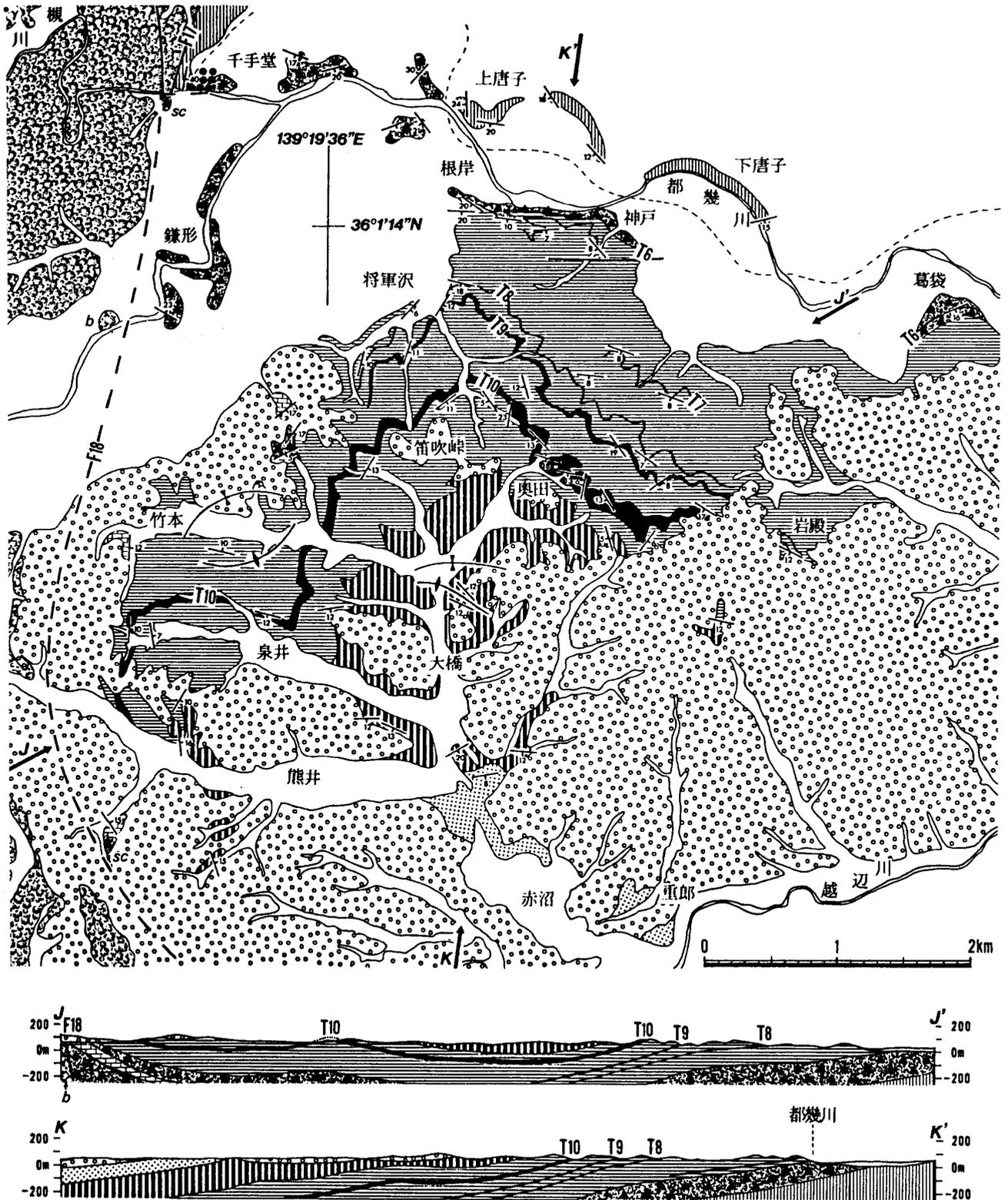


図 10a 岩殿丘陵新第三系の地質図および地質断面図。都幾川に沿って描かれている破線は荒川層と神戸層の推定境界を示す。本図左上端のγ点については図4の説明参照。

Fig. 10a. Geologic map and geologic profiles of the Iwadono area.

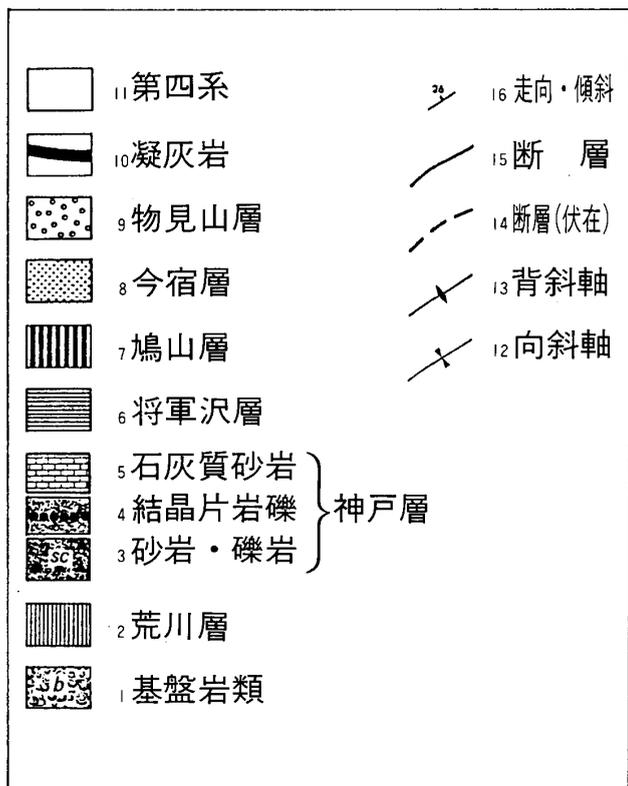


図 10b 図 10a の凡例.

Fig. 10b. Legend for Fig. 10a. 1: basement rocks. 2: Arakawa Formation. 3-5: Goudo Formation (3, sandstone and conglomerate; 4, conglomerate consisting mainly of angular boulders of schist; and 5, calcareous sandstone). 6: Shougunzawa Formation. 7: Hatoyama Formation. 8: Imazyuku Formation. 9: Monomiyama Formation. 10: tuff. 11: Quaternary. 12: synclinal axis. 13: anticlinal axis. 14: concealed fault. 15: fault. 16: dip and strike of stratum.

には露頭が欠如しているものの、地層の傾斜方向から本層が市ノ川層を整合に覆うと解釈した。上位は第四系に覆われ不明である。

〔化石〕未発見。

〔比較〕本層は小林 (1935) および渡部ほか (1950) の七郷層の一部、松丸・林 (1980) の荒川層の一部に相当する。

神戸層 (Goudo Formation)

〔命名〕福田・石和田 (1964) により都幾川層神戸砂礫岩部層として命名された。

〔模式地〕比企郡嵐山町根岸の都幾川右岸。

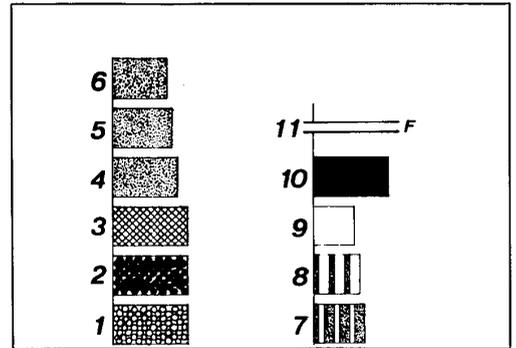
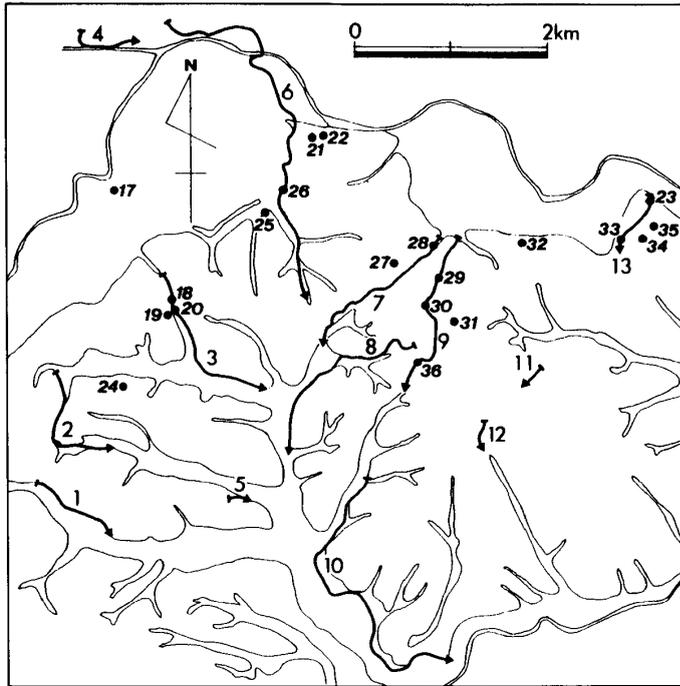
〔分布〕岩殿丘陵の鳩山村熊井南西、竹本西方および笛吹峠西方、嵐山町鎌形の都幾川兩岸、嵐山町千手堂の槻川および都幾川左岸、嵐山町根岸から東松山市神戸にかけての都幾川右岸、および東松山市葛袋の秩父セメント採石場北部。以上のように岩殿丘陵西縁から北縁をとり囲むように点々と分布する。

〔岩相〕神戸層は礫岩層、砂岩層、石灰質砂岩 (一部礫質) 層、および凝灰岩層よりなる。砂岩層が最も優勢で細礫質粗粒砂岩と中粒砂岩が多く、丘陵の北縁部では細粒砂岩も観察される。一般に丘陵西縁部から西北縁部の本層の砂岩および礫岩は石灰質であることが多い。特に丘陵西縁部には、新鮮な面が白色ないし淡黄色を示し、一部礫質な著しく石灰質な砂岩層が分布する。

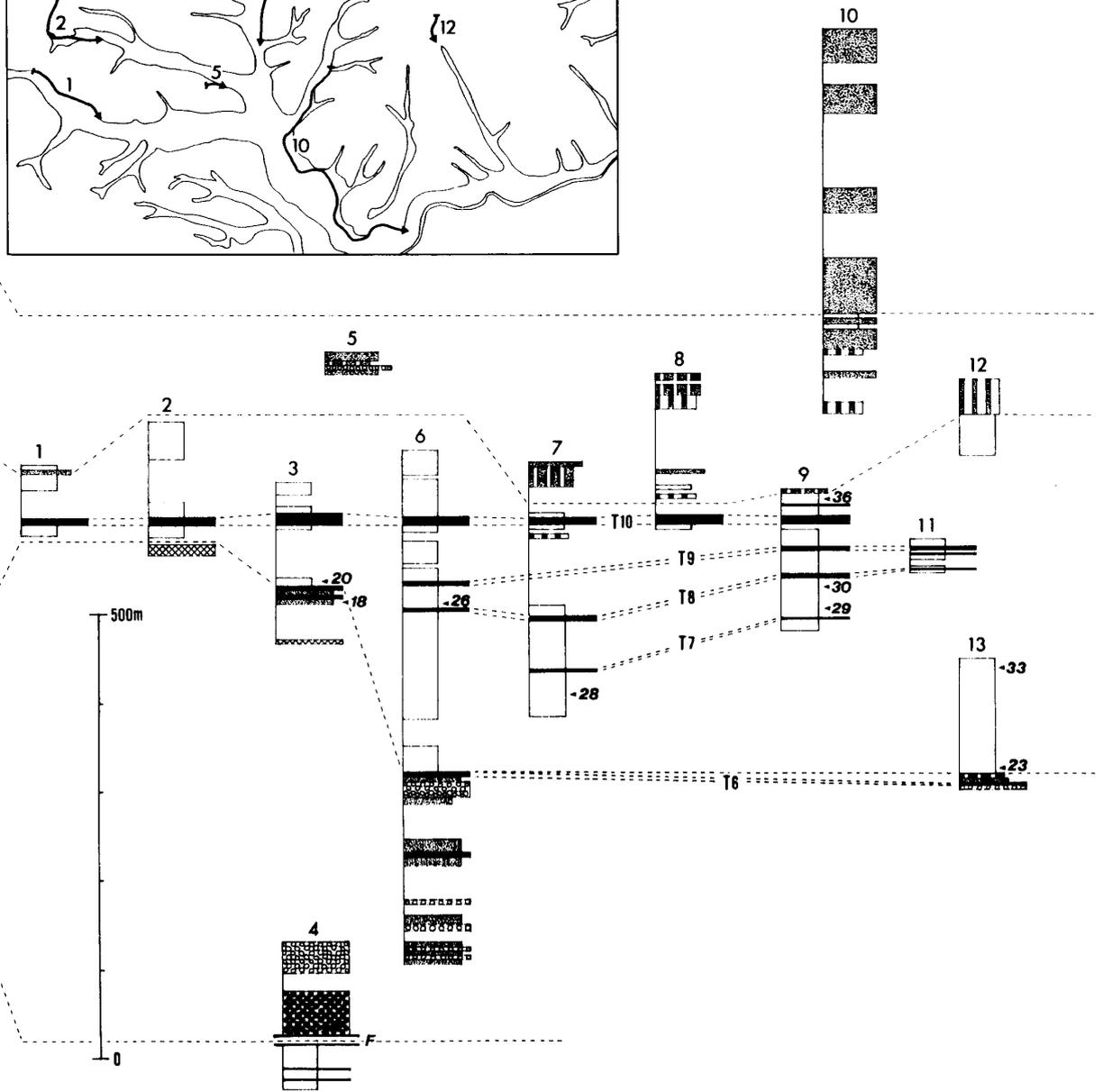
礫岩層は本層分布域の北半部によく発達するが、南西部では礫岩層はあまり観察されない。礫種は主に結晶片岩および先新第三系堆積岩類 (主に秩父中〜? 古生層) 起源の砂岩、頁岩、チャートよりなる。本層の礫岩は結晶片岩礫をほぼ普遍的に含むことで、小園層の礫岩と著しい対照をなし、市ノ川層の礫岩と共通性が高い。千手堂南西の槻川左岸に露出する結晶片岩中〜巨角礫よりなる礫岩層は市ノ川層を特徴づける結晶片岩巨角礫層に大変良く似るが、礫径が 1m を超えることは少ない。

丘陵の北縁部根岸と葛袋には、淡緑色凝灰岩の小〜中円礫を多量に含む厚さ 2m ほどの礫岩層が発達する。この凝灰岩礫は小池ほか (1985) によって酸性凝灰岩礫として記載されたもので、比企丘陵の T2, T3 凝灰岩層の一部に岩相が類似する。

丘陵北縁部の根岸から神戸にかけては、本層と上位の將軍沢層との境界に厚さが最大で 5m ほどの白色細粒凝灰岩層 (T6) が追跡される (図 10, 図 11 の柱状図 6)。この凝灰岩層は葛袋でも観察されるが、厚さは 2m ほどで、將軍沢層との境界の下位 8m に位置する (図 11 の柱状図 13)。笛吹峠西方の本層と將軍沢層との境界には厚さ 60cm のゴマシオ状凝灰岩層が発達し、その下位 2m にも厚さ 50cm のゴマシオ状凝灰岩層が認



今宿層<sub>12</sub>  
 鳩山層<sub>13</sub>  
 將軍沢層<sub>14</sub>  
 神戸層<sub>15</sub>  
 荒川層<sub>16</sub>



められる(図11の柱状図3)。さらに、丘陵北縁部の根岸では厚さ50cmのゴマシオ状凝灰岩層がT6凝灰岩層の下位約90mに観察される(図11の柱状図6)。

[層厚]約300m。

[層序関係]下位の荒川層との関係は不明である。本層と荒川層が接する露頭は千手堂南西の槻川左岸の崖1か所だけで観察され、そこでは荒川層の凝灰質泥岩層が本層最下部の結晶片岩巨角礫層に断層で接している。したがって両層の層序関係を直接確認することは出来ない。一方、本層中に含まれる淡緑色凝灰岩円礫は比企丘陵荒川層中のT2、T3凝灰岩層の一部と岩相が類似しており、これらの凝灰岩から由来した可能性が高い。これは、両層が不整合関係にあることを示唆しているのかもしれない。両層の推定地層境界を破線で図10に示した。両層の走向・傾斜は槻川および都幾川左岸で見ると比較調和している。なお小池ほか(1985)は両層間に不整合を認めているが(表1)、彼らは不整合を境にして地質構造が著しく異なっているとした。上位は將軍沢層に整合に覆われる。

[化石]嵐山町鎌形の都幾川右岸より南方に入る沢の細礫質粗粒砂岩層(化石産地17)より *Chlamys* sp., *Ostrea* sp., *Conchocele*? sp. などの貝化石および石灰藻化石を得た。また同じ産地の転石から *Lepidocyclina* sp. を採集した。鳩山村笛吹峠西方の泥質砂岩層(化石産地18)より *Acesta goliath* (SOWERBY) および *Dentalium yokoyamai* MAKIYAMA を得た。

[比較]本層は、小林(1935)の都幾川層下部“礫岩或は礫質砂岩”部、渡部ほか(1950)の都幾川層下部“砂岩・礫岩層”、松丸・林(1980)の鎌形層、小池ほか(1985)の岩殿層神戸礫岩部層・根岸砂岩部層に、それぞれ一致する。

### 將軍沢層 (Shougunzawa Formation)

[命名]福田・石和田(1964)により都幾川層將軍沢泥岩部層として命名された。

[模式地]比企郡嵐山町將軍沢東方を南北に走る沢。  
[分布]岩殿丘陵に分布する新第三系の大半を占め、東松山市葛袋から嵐山町根岸を結ぶ線より南側と東松山市岩殿の南西約1kmから鳩山村奥田を結ぶ線の北側の地域、および鳩山村笛吹峠より鳩山村竹本、熊井西方にかけての地域に連続して分布する。

[岩相]將軍沢層は、淡灰色凝灰質塊状泥岩層よりなり、連続性の良い4枚の凝灰岩層を挟む。泥岩は凝灰質であるため風化すると挟在する細粒凝灰岩層と区別が難しい場合がある。しかし、挟在する凝灰岩層が一般に風化しても白色であるのに対して、泥岩の風化したものは淡褐色であるため区別しうる。根岸から神戸にかけての本層の最下部には直径数mmの軽石を頻りに含む厚さ5~10mほどの淡褐色凝灰質泥岩層が発達する。この凝灰質泥岩中には著しく砂質な部分がある。

本層は稀に砂岩層を挟在することがある。奥田北方のT10凝灰岩層の下位10mに泥岩優勢な砂岩泥岩互層が(図11の柱状図7)、さらに泉井北方のT10凝灰岩層の下底に厚さ2~3mの凝灰質中~粗粒砂岩層が観察される。

本層中に認められる4枚の凝灰岩層を下位よりT7、T8、T9、T10とし、以下に記載する。T7凝灰岩層は

←  
図11 岩殿丘陵新第三系の地質柱状図。黒丸と黒三角のイタリック数字は、それぞれ化石産地とその層準を示す。凡例：1 礫岩。2 主に結晶片岩巨角礫よりなる礫岩。3 石灰質砂岩。4 粗粒砂岩。5 中粒砂岩。6 細粒砂岩。7 砂岩優勢な砂岩泥岩互層。8 泥岩優勢な砂岩泥岩互層。9 泥岩。10 凝灰岩。11 断層。

Fig. 11. Columnar sections of Iwadono area. Legend: 1, conglomerate; 2, conglomerate consisting mainly of angular boulders of schist; 3, calcareous sandstone; 4, coarse-grained sandstone; 5, medium-grained sandstone; 6, fine-grained sandstone; 7, alternating sandstone and mudstone (sandstone > mudstone); 8, alternating sandstone and mudstone (mudstone > sandstone); 9, mudstone; 10, tuff; 11, fault; 12, Imazyuku Formation; 13, Hatoyama Formation; 14, Shougunzawa Formation; 15, Goudo Formation; and 16, Arakawa Formation.

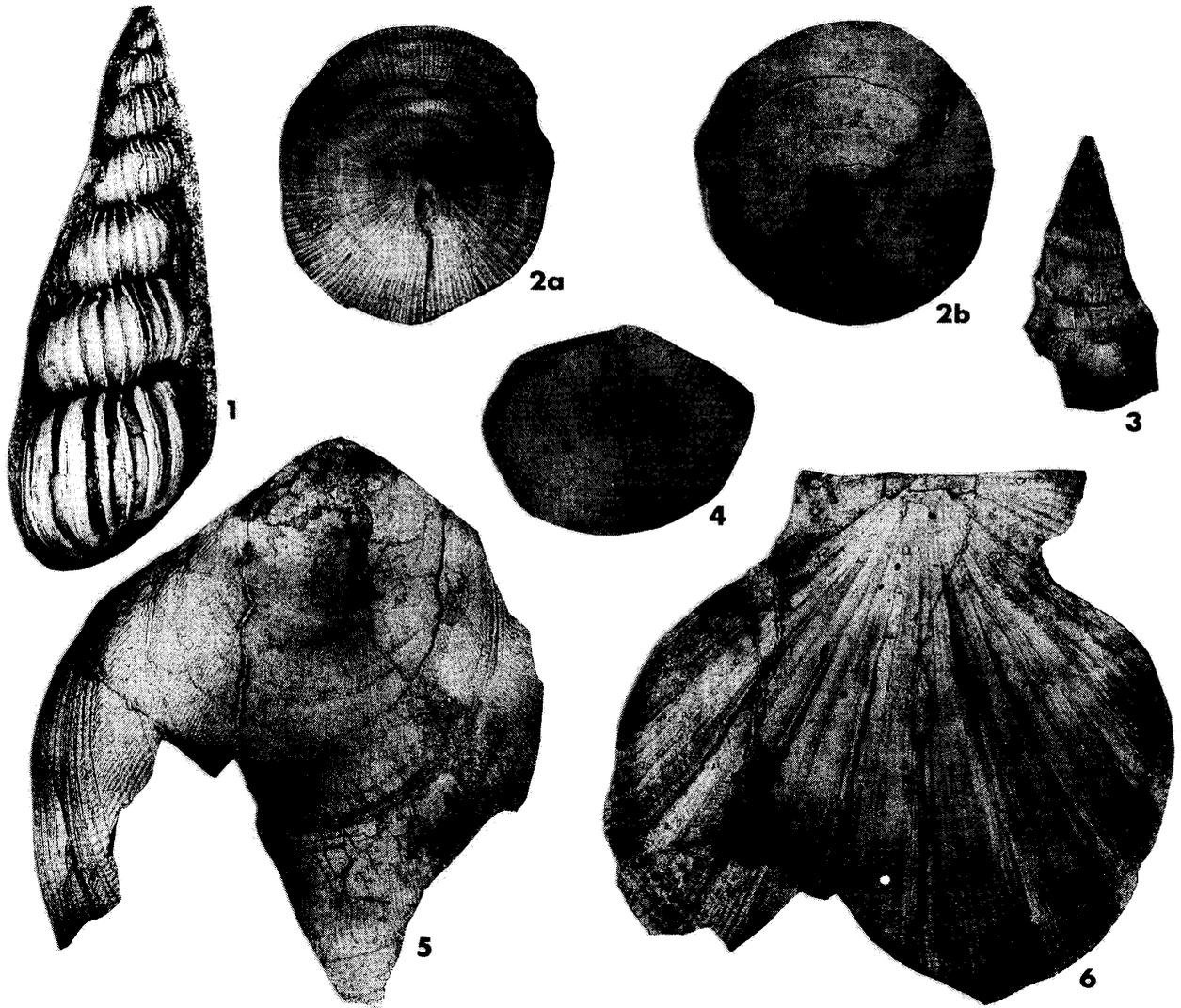


図 12 将軍沢層より得られた貝化石。標本はいずれもシリコン模型。横浜国立大学教育学部地学教室所蔵。

Fig. 12. Fossil molluscs collected from the Shougunzawa Formation. All figures are x1 and all specimens are rubber casts made from the external molds. 1: *Epitonium* sp., GIYU 627; loc. 20 (Fig. 11). 2a-b: *Puncturella* aff. *regia* SHIKAMA and HABE; 2a, external view, 2b, internal view; GIYU 628; loc. 21 (Fig. 11). 3: *Orectospira* sp.; GIYU 629; loc. 20 (Fig. 11). 4: *Periploma* cf. *otohimeae* OZAKI; GIYU 630; loc. 33 (Fig. 11). 5: *Acesta goliath* (SOWERBY); GIYU 631; loc. 32 (Fig. 11). 6: *Gloripallium crassivenium* (YOKOYAMA); GIYU 632; loc. 36 (Fig. 11). GIYU: Geological Institute, Yokohama National University, Yokohama, 240 Japan.

厚さ約 40cm の軽石質火山礫凝灰岩である。T8 凝灰岩層は厚さ約 2m の白色中粒～細粒凝灰岩で級化層理が認められる。また将軍沢付近では火山豆石を含む。T9 凝灰岩層は厚さ 3～5m の細粒ないし粗粒凝灰岩で一般に T8 凝灰岩層とは粒子の粗い部分が多いことで区別される。しかし、T9 凝灰岩層の上部では細粒となることから、部分的にしか露出していないと T8 凝灰岩層と岩相での区別が難しい場合がある。笛吹峠北方では級化層理が発達する部分があり、神戸南方におい

ては平行葉理が発達する。将軍沢南東では火山豆石を含む平行葉理がスランピングし、泥岩層を挟む。T10 凝灰岩層は最下部が淡褐色粗粒で、上方に向かって細粒化し、最上部では塊状白色の細粒凝灰岩となる。スランピングや火山豆石がしばしば観察される。層厚は奥田付近で最も厚く約 12m、竹本南方で最も薄く約 7m である。本凝灰岩層は非常によく連続することから岩殿丘陵新第三系の地質構造を決定する鍵となった。

表5 将軍沢層産貝化石の産出リスト. 化石産地の位置は図11参照. A: 25 個体以上. C: 11-25 個体. F: 5-10 個体. R: 5 個体以下.

Table 5. Faunal list and relative abundance of species in the collection from the Shougunzawa Formation. A: more than 25 specimens. C: 11-25 specimens. F: 5-10 specimens. R: fewer than 5 specimens.

種	産地	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
<i>Acila</i> sp.		—	—	—	—	—	—	—	—	—	R	—	R	—	—	—	—	—	R
<i>Portlandia</i> sp.		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	R	—	—	—	—
<i>Arca</i> ? sp.		—	—	R	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Limopsis tokaiensis</i> Yokoyama		—	—	R	—	R	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Gloripallium crassivenium</i> (YOKOYAMA)		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	A
<i>Delectopecten</i> cf. <i>macrocheiricola</i> (HABE)		—	—	R	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	F	—	—	—	—
<i>Chlamys</i> sp.		—	R	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Mizuhopecten</i> sp.		—	R	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Acesta goliath</i> (SOWERBY)		—	—	R	—	F	—	—	—	—	—	—	—	—	C	—	—	—	—
<i>Lucinoma acutilineata</i> (CONRAD)		R	F	R	—	—	R	R	R	R	—	R	R	R	—	—	R	—	—
<i>Macoma</i> cf. <i>praetexta</i> (MARTENS)		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	R	—	—	—	—
<i>M.</i> cf. <i>incongrua</i> (MARTENS)		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	C	—	—	—	—
<i>M.</i> cf. <i>tokyoensis</i> MAKIYAMA		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	R	—	—	—	—
<i>Periploma</i> cf. <i>otohimeae</i> OZAKI		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	R	—	—	—	R	—	—	—
<i>Dentalium yokoyamai</i> MAKIYAMA		—	F	R	—	R	—	R	—	—	—	—	—	—	—	—	—	R	—
<i>D.</i> sp.		—	R	R	—	R	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Puncturella</i> aff. <i>regia</i> SHIKAMA et HABE		—	—	R	—	R	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Diodora</i> ? sp.		—	—	R	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Orectospira</i> sp.		—	R	—	—	R	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Volutopsius</i> sp.		—	—	R	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Epitonium</i> sp.		—	R	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Pyrunculus</i> ? sp.		—	—	R	R	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

[層厚] 神戸南方で約400m, 笛吹峠北西付近で急激に層厚を減じ, 竹本付近で150m, 熊井西方で100m以下になる.

[層序関係] 下位の神戸層を整合に覆う. 神戸層は泥岩を含まず, また将軍沢層は泥岩より粗い碎屑岩をほとんど含まないため両層の境界は極めて明瞭である. 上位の鳩山層に整合に覆われる.

[化石] 将軍沢層産の貝化石を表5にまとめた. 本層の化石の多くは印象として産し, また一般に変形も大きい. 化石産地19~23の貝化石は, 本層最下部に発達する軽石混じり淡褐色泥岩層より得られたもので, *Limopsis*, *Delectopecten*, *Acesta*, *Puncturella* (図12の写真2a-b), *Orectospira* (図12の写真3), *Volutopsius*などを特徴とする大陸棚縁辺部の環境を示す群集である(鹿間時夫談話, 1977). また本層最下部からは, 貝化石以外にもサンゴ, 腕足類, ウニ, サメの歯, および植物片などを産する. 化石産地24~36の貝化石は, 本層中上部の淡灰色凝灰質塊状泥岩層から得られたもので, *Acila*,

*Portlandia*, *Delectopecten*, *Acesta* (図12の写真5), *Periploma* (図12の写真4)など沖合泥底の環境を示す貝化石からなる. 化石産地36から密集して産する *Gloripallium* (図12の写真6)は, 現生種が浅海の岩礁に住むことから, 流されて来たものである可能性がある. 本層中上部からは貝化石以外にもサンゴ, ウニ, 植物片などを産する.

[比較] 本層は, 小林(1935)の都幾川層中部“含化石凝灰質砂岩”および“白色玻璃質凝灰岩”部, 渡部ほか(1950)の都幾川層中部“将軍沢凝灰岩層, 凝灰質泥岩層”および“奥田凝灰岩層”, 松丸・林(1980)の最上部を除く神戸層, 小池ほか(1985)の岩殿層将軍沢泥岩部層に, それぞれ一致する.

**鳩山層 (Hatoyama Formation)**

[命名] 福田・石和田(1964)により都幾川層鳩山砂岩泥岩部層として命名された.

[模式地] 比企郡鳩山村奥田周辺.

[分布] 岩殿丘陵中心部に分布するが, 物見山層に

広く覆われるため、鳩山村奥田から大橋にかけての谷の周囲と熊井西方に分布に限られる。

〔岩相〕砂岩泥岩互層からなり下位は泥岩優勢、上位は砂岩優勢となる。砂岩は主に中粒で、結晶片岩、チャート、砂岩、頁岩などの細礫よりなる礫岩層のレンズを挟むことがある。砂岩層の厚さは本層上部で最大 25m に達する。泥岩は下部を除いて一般に砂質である。

〔層厚〕 200m.

〔層序関係〕下位の將軍沢層を整合に覆う。將軍沢層中の T10 凝灰岩層の上位に最初に重なる砂岩層の基底を両層の境界とする(図 11)。上位は今宿層に整合に覆われる。

〔化石〕植物片を多産するが、他の化石は未発見。

〔比較〕本層は、小林(1935)の都幾川層上部“淡緑色凝灰質砂岩、頁岩の互層”の下部、渡部ほか(1950)の都幾川層上部“砂岩、頁岩の互層”の下部、松丸・林(1980)の奥田層および神戸層最上部、小池ほか(1985)の大橋層鳩山砂岩・シルト岩部層に、それぞれ一致する。

松丸・林(1980)は、本層と下部の將軍沢層との境界を彼らが渡部ほか(1950)の“將軍沢凝灰岩層”と“奥田凝灰岩層”とを一括した“厚い顕著な凝灰岩層”の上位面に置いた。一方、小池ほか(1985)は両層の境界を碎屑岩類の岩相に基づいて引き、その結果、両層の境界は松丸・林(1980)が地層境界とした凝灰岩層(本研究の T10 凝灰岩層、小池ほか(1985)の I-12 凝灰岩層)よりかなり上位に置かれた。筆者の見解は小池ほか(1985)に一致する。

### 今宿層 (Imazyuku Formation)

〔命名〕福田・石和田(1964)により都幾川層今宿砂岩部層として命名された。

〔模式地〕比企郡鳩山村赤沼付近。

〔分布〕岩殿丘陵南部に分布するが、物見山層に広く不整合で覆われ、その分布は鳩山村大橋の南方より赤沼にかけて流れる川の河床および重郎付近の丘陵の縁に限られる。

〔岩相〕塊状無層理な中粒砂岩層よりなり、新鮮部は淡灰色、風化部は淡褐色をそれぞれ示す。まれに凝灰岩の小レンズを挟む。

〔層厚〕 300m + (上限不明)。

〔層序関係〕下位の鳩山層を整合に覆う。本層には泥岩を含まないため鳩山層の最上部の泥岩層の上位面が本層との境界になる。上限は物見山層および第四系に不整合に覆われ不明である。

〔化石〕未発見。

〔比較〕本層は、小林(1935)の都幾川層上部“淡緑色凝灰質砂岩、頁岩の互層”の上部、渡部ほか(1950)の都幾川層上部“砂岩、頁岩の互層”の上部、松丸・林(1980)の赤沼層、小池ほか(1985)の大橋層今宿砂岩部層に、それぞれ一致する。

### 地質構造

調査地域の地質構造を小川盆地、荒川沿岸域・比企丘陵、岩殿丘陵の 3 地域に区分して記載する。3 地域をまとめた地質概略図を図 13 に示す。

〔小川盆地〕小川盆地では基盤岩類が北西-南東方向の断層に規制されて分布する(小勝ほか, 1970)。一方、新第三系は南北性(F9)、北北西-南南東性(F5)及び東西性(F6, F8)の各断層に規制され、ほぼ南北に分布し、各断層によってブロック化されている。

北部(F6以北)の新第三系の走向はばらつくものの地層はほぼ南方に傾斜し、東側の地域では、南にブランチする向斜構造を示す(S4 向斜)。中央部(F6-F8間)の新第三系の走向は大略北北西-南南東方向を示し、西南西に 20~30°の同斜構造をなし、北東-南西方向の F7 断層で東側の荒川層が西側の基盤岩類及び小園層に接している。このことから F7 断層を境にして西側が相対的に東側よりも隆起したものと推定される。南部(F8断層以南)の新第三系は盆状構造を示す。

〔荒川沿岸域・比企丘陵〕荒川沿岸域と比企丘陵市ノ川右岸沿いに分布する新第三系は、北西-南東方向の一般走向で地層は北東傾斜を示す。新第三系は北西-南東方向の断層(F3, F10, F12:図 13)により大略基盤岩類と境される。しかし、これらの断層の西側にも新第三系が北西-南東方向の断層により帯状に、また、東側にも基盤岩類が地壘状に分布(中爪南東:図 4)する部分がある(図 13)。



比企丘陵の市ノ川と滑川に挟まれた丘陵地域の新第三系は、北西-南東方向に km オーダーで追跡可能な緩くうねる軸を有する背斜構造 (A1, A2, A3) と向斜構造 (S1, S2) で主に特徴づけられる。これらは比較的閉じた褶曲構造を呈し、A1 背斜軸は北西に僅かにプランジし、A2 と A3 背斜軸は北西と南東の双方にプランジしている。また、km から数百 m オーダーで追跡可能な褶曲構造が、A3 背斜の西翼に位置する T3 凝灰岩層や A3 背斜の南東に位置する荒川層に多く確認される。これらの褶曲軸はかなり波曲しているが、大略 A3 背斜軸の方向と調和している。しかし、西古里の北西地域 (F14 以北) に分布している市ノ川層中には上述したような褶曲構造は認められず、地層の一般走向はほぼ東西で北に傾斜しており、当地域の主要褶曲構造と明らかに斜交している。丘陵西縁部の市ノ川層は北西-南東方向の F15 断層によって小園層と境されるが、この断層は市ノ川左岸に連なる尾根のほぼ中軸を走っている (図 8 の写真 1a-b)。西古里南方の市ノ川層には向斜構造 (S1 向斜) と背斜構造が認められる。S1 向斜は市ノ川に沿って南東方向に延長されると考えられる。

以上述べた褶曲軸の配列及び地層の分布から、市ノ川と滑川に挟まれた比企丘陵は、全体として 1 つのドーム構造と見ることができる。また、F14, F15, F16 断層によって囲まれた A1 背斜によって地質構造が支配されている地域は、その周囲よりも相対的に上昇した方形の地壘状ブロックと見ることができる。

市ノ川層が市ノ川右岸沿いに分布しないことから、市ノ川に沿った東落ちの断層を考えなくてはならない (図 4 の B-B', C-C', D-D' 断面の市ノ川沿いに? で示した部分)。この断層は中爪付近 (図 4) に見られる複雑な地質構造と関係するかもしれない。中爪付近では結晶片岩類、先新第三系堆積岩類の礫岩層、および荒川層が北西-南東方向の断層によってブロック化され、それが幅 350m にわたって帯状に分布している。この複雑な構造帯は市ノ川右岸に沿って北西方向に延長されることが推定され (図 13 の点線)、その東縁が市ノ川層の S1 向斜の西翼あるいは S1 向斜軸そのものを切っている可能性がある。この市ノ川に沿って推定される構造帯は、小勝ほか (1970) によって命名された奈良梨断層に一致する。

[岩殿丘陵] 本丘陵の新第三系は南に開いた盆状構造をなし、その西縁は F18 断層によって基盤岩の結晶片岩類と接すると考えられる。小池ほか (1985) によれば本断層は YABE & AOKI (1926) の八王子線に相当し物見山層を切る。本地域の新第三系は、地層の傾斜が非常に緩く都幾川左岸の一部を除いて、傾斜が 20° を越えることは極めて稀である。このことは、地層の傾斜が一般に 20° を越える小川盆地、荒川沿岸域、比企丘陵地域の新第三系と著しい対照をなす。小池ほか (1985) は岩殿丘陵新第三系中に、それを縦断する顕著な断層を認めたが、將軍沢層中の T10 凝灰岩層が非常に良く連続することから F18 断層を除いて岩殿丘陵に顕著な断層はほとんど存在しないと考えられる。

新第三系には、凝灰岩の分布や地層の走向・傾斜から堆積盆の中心 (今宿層分布域) に向かってプランジする何本かの弱い褶曲軸を想定することが出来る (図 13)。このうち S5 向斜軸は最も明瞭で、岩殿丘陵新第三系の南に開いた盆状構造を基本的に支配していると考えられる。

[比企丘陵と岩殿丘陵間の地質構造上の屈曲] 岩殿丘陵の S5 向斜は比企丘陵の S1 向斜の延長であると考えられる。この S1-S5 向斜軸は比企丘陵の北西-南東方向から岩殿丘陵の南北方向へ、両丘陵間で屈曲すると推定される。基盤岩類と新第三系を境する断層 (F3-F10-F12 断層と F17-F18 断層の間: 図 13) もやはり同様な方向に屈曲している。また比企丘陵の奈良梨断層も同様な屈曲を示す可能性がある。武井ほか (1976) は、奈良梨断層が岩殿丘陵の北縁を、ほぼ都幾川に沿って南東に延長されたと考えたが、奈良梨断層の延長は F17 断層と、それに連続する F18 断層であるかもしれない (図 13)。もしそうであるなら奈良梨断層は北西-南東方向から南北方向へと屈曲したことになる。

## 時 代

小園層の貝化石群 (表 3) の特徴種は、*Vicaryella ishiiiana* (YOKOYAMA) (図 7 の写真 1-3)、*Tateiwaia tateiwai* (MAKIYAMA) (図 7 の写真 5)、*T. yamanarii* (MAKIYAMA) (図 7 の写真 6)、

*Cerithidea* sp. などの巻貝類, および *Striarca* sp., *Anadara* sp., *Crassostrea gravitesta* YOKOYAMA などの二枚貝類である。これらの貝化石群は OTUKA (1939), CHINZEI (1978), 鎮西 (1981) 等の門ノ沢型貝化石動物群を特徴づける熱帯ないし亜熱帯の潮間帯汽水域の環境を示す Arcid-Potamidid 群集 (津田, 1965; 高橋, 1984) に比較される。Arcid-Potamidid 群集は日本各地の中新統から知られ (NODA, 1973), その層準は下部中新統上部から中部中新統最下部に限定され, 時代決定のよい指標になっている。したがって, 小園層の時代は前期中新世後期から中期中新世最前期であると考えられる。この結論は HATAI & MASUDA (1962) が示した本層の貝化石の時代ともほぼ一致する。

小園層に整合に重なる荒川層を不整合に覆うと推定される市ノ川層は岩殿丘陵の神戸層に次に述べるような理由で対比されると考えられる。

(1) 市ノ川層は荒川沿岸域および比企丘陵で荒川層の上位に重なりと推定される。一方, 岩殿丘陵の神戸層も槻川および都幾川左岸において荒川層の上位に重なりと推定される。また神戸層に多量に含まれる淡緑色凝灰岩の小～中円礫が, 比企丘陵の荒川層中の T2, T3 凝灰岩層の一部に岩相が著しく良く似ることから, 市ノ川層及び神戸層は荒川層を不整合に覆うと考えたい。しかし, 不整合と断定するにはより直接的な証拠が必要であろう。

(2) 市ノ川層が泥岩優勢な砂岩泥岩互層を主体とした地層であるのに対して神戸層は砂岩層と礫岩層よりなる地層であり, 両層は岩相がかなり異なっている。しかし, この両層は結晶片岩巨角礫を多量に含む礫層を挟在するという点で共通し, また本地域新第三系の礫岩を挟在するもう一つの地層である小園層の礫岩の礫種と著しい対照をなしている。市ノ川層と神戸層は両層堆積中に起こった結晶片岩礫の多量の供給という同一の事件を反映している地層であると考えられる。

神戸層の礫質粗粒砂岩の転石から *Lepidocyclina* sp. を得た。産地は鎌形付近の都幾川右岸から南方に分岐する谷の上流約 350m の河床で (化石産地 17), 松丸・林 (1980) が *Nephrolepidina* spp. を報告した産地に一致する。この転石は, 周囲の露頭と岩相が同

一なことから大きく移動してきたものとは考えられない。茨木 (1981) は, 日本の *Lepidocyclina* の産出層準を検討し, 伊豆半島を除いて, それが Blow の N8 から N9 の最下部に産出が限られることを示した。この時代は Arcid-Potamidid 群集の産出する時代と一致する。以上のことから小園層, 荒川層, 市ノ川層および神戸層は前期中新世後期から中期中新世最前期の地層であると考えられる。

將軍沢層産の貝化石 (表 5) は比較的深い海に産するものが多く, 中新世を示す *Gloripallium crassivenium* (YOKOYAMA) (図 12 の写真 6) を除いて時代決定に有用なものは少ない。小池ほか (1985) は富岡地域の地層との対比から將軍沢層は N14 まで達するとした。

## ま と め

(1) 小川盆地, 寄居付近の荒川沿岸域, 市ノ川右岸沿いの丘陵部, および比企丘陵の新第三系は, 主に褶曲および断層による小園層と荒川層の繰り返しからなる。小園層は基盤岩類を不整合に覆い, 荒川層に整合に覆われる。小園層は多くの礫岩を挟在するが, この礫岩中に結晶片岩礫が含まれることは稀である。

(2) 比企丘陵の市ノ川と滑川に挟まれた丘陵西縁と西北縁には, 主に結晶片岩巨角礫からなる礫層によって特徴づけられる市ノ川層がある。市ノ川層は荒川層の上位層であるが, 両層の関係が整合か不整合かは不明である。

(3) 岩殿丘陵の新第三系最下部は荒川層で, 本層は都幾川および槻川左岸において神戸層に覆われると推定される。両層の関係が整合か不整合かは不明である。神戸層の礫岩は, 下位の荒川層に挟在する淡緑色凝灰岩の円礫および多量の結晶片岩礫を含むことを特徴とする。神戸層の上位には將軍沢層, 鳩山層, 今宿層が順次整合に重なる。

(4) 結晶片岩礫を多量に含むという礫岩の性質と, 下位層との層位的関係から市ノ川層を神戸層に対比した。

(5) 比企丘陵新第三系の S1 向斜軸は北西-南東方向を示し, 岩殿丘陵の南北方向を示す S5 向斜軸に連続すると考えられ, 褶曲軸が大きく屈曲しているこ

とが推定される。基盤岩類と新第三系を境する断層 (F3-F10-F12 断層と F17-F18 断層の間) もやはり両丘陵間で同様な方向に屈曲している。比企丘陵から岩殿丘陵に延長される地質構造はいずれも両丘陵間で北西-南東方向から南北方向へ屈曲する。

(6) 化石の検討から、小園層、荒川層、市ノ川層、神戸層は前期中新世後期から中期中新世最前期の地層と考えられる。それより上位の地層については明確な時代を示す化石を見い出せなかった。

## 文 献

- CHINZEI, K. (1978), Neogene molluscan faunas in the Japanese Islands: An ecologic and zoogeographic synthesis. *Veliger*, 21, 155-170.
- 鎮西清高 (1981), 門ノ沢動物群・軟体動物の研究 (大森昌衛教授還暦記念論文集), 207-212.
- 福田 理・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. 石技誌, 29, 3-21.
- HATAI, K. and MASUDA, K. (1962), Megafossils from near Higasi-Matsuyama City, Saitama Prefecture, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., no. 46, 254-262.
- 茨木雅子 (1981), "Lepidocyclina", *Miogyopsina* 産出層準の浮遊性有孔虫群. 化石, no. 30, 67-72.
- 門田長夫・徳永重元 (1982), 埼玉県の小川町北西の栃谷層の地質年代について. 地質雑, 88, 637-640.
- 小林 学 (1935), 関東平原西北部松山町地方の地質. 地学雑, 47, 211-224.
- 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歯化石の発見. 地球科学, 32, 35-37.
- ・武井昴朔・下野敏弘・町田二郎・秋元和実・橋本 功・吉野博厚・平社定夫 (1985), 岩殿丘陵の中新統・都幾川層群. 地質雑, 91, 665-677.
- 小勝幸夫・小林洋二・渋谷 紘・武井昴朔・竹内敏晴・角田史雄・堀口萬吉・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.
- 前田四郎 (1954), 関東山地北東部の地質構造. 千葉大文理紀要 (自然科学), 1, 160-165.
- 間嶋隆一 (1978MS), 関東山地北東縁の新第三系の層序. 160 p., 15 pls., 横浜国立大学教育学部卒業論文 (横浜国立大学教育学部地学教室所蔵, 卒論 no. 116).
- MAJIMA, R. and TAKAHASHI, H. (1987), Miocene molluscs from the Kozono Formation, Saitama Prefecture, central Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S. no. 148, 246-255.
- 松丸国照 (1974), 埼玉県熊谷付近の第三・第四系. 埼玉大紀要, 教育 (数学・自然科学), 22, 31-46.
- ・林 明 (1980), 関東山地東縁の新第三系の層序. 地質雑, 86, 225-242.
- NODA, H. (1973), Geological significance of *Anadara (Hataiarca) kakehataensis* HATAI and NISIYAMA in the Arcid-Potamid fauna in Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.), Special Volume*, no. 6 (Hatai Memorial Volume), 205-215.
- OTUKA, Y. (1939), Tertiary crustal deformation in Japan (with short remarks on Tertiary Paleogeography). *Jubl. Publ. Commem. Prof. H. Yabe's 60th birthday*, 481-519.
- 高橋宏和 (1984), 常磐炭田上遠野地域の中新統中山層産具化石群集. 化石, no. 36, 1-17, pl. 1.
- 武井昴朔・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.
- 徳永重康・飯塚 實 (1927), 石炭を含む東部関東山地 (其二). 石炭時報, 2, 1078-1091.
- 津田禾粒 (1965), 東北裏日本の新第三紀動物群と岩相. —とくに中新世中期の動物群について—. 化石, no. 10, 20-23.
- 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. 秩父科博研報, no.1, 93-146.
- YABE, H. and AOKI, R. (1926), The Great Kwanto Earthquake of September 1, 1923, geologically considered. *Ann. Rep. Work Saito Ho-onkai*, no. 1, 70-83.
- 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). 地調月報, 14, 506-507.