

関東平野北西縁の地質

野村 哲*・秋間団体研究グループ**

Geology of the northwest margin of Kanto Plain, central Japan

Satoshi NOMURA and Akima Collaborative Research Group

Abstract In this paper, the writers will describe the geology of the western region of the Gunma Prefecture, Central Japan. The area includes the Kabura, Usui and Karasu Valleys, and most eastern part of Nagano Prefecture.

Eastern part of this area is underlain by Neogene marine and non-marine sediments of Early to Late Miocene. During the Late Miocene and Early Pliocene, western part of this area had become a site of intense volcanism. South margin of the area is bordered by the Shimonita Tectonic Zone which is 3 km in width and composed of Cretaceous to Paleogene sediments and intrusives, and has E-W trend.

Lowest Miocene beds which consist of the Ushibuse, Shimonita and Obata Formations are distributed in parallel with the Shimonita Tectonic Zone. Lower to Middle Miocene beds are Idozawa and Fukushima Formations. They are comparatively widespread around the Myogi Mountain Mass.

Middle Miocene Yoshii and Itahana Formations trend northwest and dip northeast. Lower part of the Itahana Formation is of marine deposits and upper part is of non-marine.

Late Miocene and Early Pliocene volcanic rocks in this area, that is, Akima Formation and its correlatives unconformably cover the Lower and Middle Miocene formations. The sites of intense volcanism are distributed in the west end of the Gunma Prefecture, because there are many lava flows and intrusive rocks arranged in a narrow zone from north to south. These volcanisms began with rhyolitic magma activity and then were followed by andesitic one.

Volcanoes in Quaternary bestride the boundary between Gunma and Nagano Prefectures.

はじめに

ここであつかう地域は、関東山地の北側で、利根川の支流：鐮川、碓氷川、烏川の流域と、これに接する長野県東縁部とである。

この地域の地質は、1800年代の末から多くの研究者によって調査され、報告されてきたが、いずれも調査地域に限られていたり、概査であつたりした。また、調査対象になった地層は、主として中新世前・中期の海成堆積物であり、中新世末から第四紀にかけての火山噴出物に

ついては、一部の火山を除き、手つかずか、時代末祥として扱われてきた。

このような群馬県西部の火山岩類は、1965年に始まった、本宿団体研究グループによる本宿層の総合調査がきっかけになり、その後、現在に至るまで、秋間団体研究グループが中心になって、精査がつづけられている。

この小論をまとめるために、本地域の2.5万分の1地形図に地質をコンパイルした。この作業にあたっては、吉田幸子、長沢和裕、中村庄八、武藤斉の各氏のお世話になった。心からお礼申しあげる。なお、本研究経費の一部には、文部省科学研究費補助金を使用させていただいた。

地質の概要

本地域は、中新世前・中期に形成された海成の砂岩・シルト岩・泥岩・凝灰岩からなる地域、および中新世末

* 群馬大学教養部 Faculty of General Studies, Gunma University, 1375, Aramaki, Maebashi, Gunma, 371 Japan

** 藤井繁美(群大教育)、碓田喜義(農大二高)、磯貝基一(群馬県教育センター)、伊藤 収(松井田高)、伊藤祐司(群大教育)、金子 稔(西邑楽高)、諸橋恵子(高崎長野小)、中島啓治(太田高)、中島孝守(前橋二高)、中曾根節子(太陽誘電K.K.)、指出芳子(安中後閑小)、関 茂雄、田中宏之(群馬県歴史博物館)、都丸恭江(群馬郡上野小)、打木弘一(東海大海洋)、山岸勝治(玉村高)、山岸良江、吉田武雄(前橋桃川小)、柿沼俊之(群大教育)

から第四紀にかけて形成された火山噴出堆積物が分布する地域とに大別される。南限付近には、下仁田構造帯があり、その南側は、中・古生界からなる関東山地である。

利根川本流域は、南方から渋川に至るまで、関東平野の平坦地にあたり、第四系の砂礫層や泥流堆積物が分布している。

新第三系の基盤岩類

中・古生界からなる関東山地の北側には、南限を大北野一岩山線、北限を富岡層群の不整合に境された地帯があり、特殊な地質構造区を形成しているために、下仁田構造帯（新井ほか、1966；神沢ほか、1968）と呼ばれている。

下仁田構造帯を構成しているおもな岩石は、南蛇井層、平滑花崗岩・川井山石英閃緑岩、花崗斑岩、神農原礫岩、骨立山凝灰岩などである。いずれも複雑な地質構造になっており、わけても本地域の深成岩類は、いちじるしく圧砕作用をうけていて、関東山地北縁の地史を考える上に、欠くことのできない存在となっている。

南蛇井層は、第1図の凡例21に示されるもののうち、下仁田よりも北側にある部分である。砂岩や珪質岩をささむ黒色の泥岩で、東部では、圧砕された石英閃緑岩によって貫入されている。破碎されているために、構造を知るのはむずかしいが、何本かの東西性の向斜・背斜軸が識別されている。南蛇井層は、跡倉礫岩に不整合におおわれていることから、先浦河世のものであると推定されている（新井ほか、1966）。

平滑花崗岩は、第1図の凡例20で示されるもののうち、下仁田の北西4 km 付近に分布するもの、および大桁山の東方で、東西方向に細長く分布しているものである。下仁田構造帯の北縁にそって分布する、優白質の花崗岩である。本岩は、圧砕状況から、冷却固結後に圧砕作用を受けたものと判断される（新井ほか、1966）。

川井山石英閃緑岩は、第1図の凡例20で示されるもののうち、下仁田の西方、および北東3 km 付近に分布するものである。本岩は、南蛇井層をぬき、ところによっては、かなりの接触変成を与えている。また本岩は、後述する神農原礫岩層に不整合におおわれる（新井ほか、1966）。

神農原礫岩は、第1図の凡例19で示されるもののうち、下仁田のすぐ北側に分布する区域の北半分を除く全域で、数カ所に分れて分布する。上信電鉄神農原駅南方の鐮川河床を模式地とする（藤本・小林、1938）。礫は、主として花崗斑岩と溶結凝灰岩とからなり、礫径は1～

2 mに達するものもある。本層は、この上位の骨立山凝灰岩と整合関係にあり、中新世の井戸沢層に不整合におおわれる（新井ほか、1966）。

骨立山凝灰岩は、第1図の、下仁田のすぐ北側にある凡例19で示される部分のうちの北半分である。神農原礫岩に整合に重なり、新第三系の基底礫岩に不整合におおわれる。

以上のような事実から、下仁田構造帯の形成史は、次のようにまとめられる（新井ほか、1966）。白亜紀前半に南蛇井層が堆積、これを貫いて川井山石英閃緑岩・平滑花崗岩が活動、次にこれらを不整合におおって跡倉層が堆積、跡倉おしかぶせ断層の形成、花崗斑岩の活動、浸食。つづいて神農原礫岩・骨立山凝灰岩が堆積した。この間に、下仁田構造帯が形成されはじめ、古第三紀から新第三紀にかけて、傾動・地塊化をとまって、牛伏層、下仁田層などを堆積させた。このようにして、下仁田構造帯の構造ができあがった。

前・中期中新統

新第三系の堆積岩・火山岩類は、下仁田構造帯以北に分布するが、下仁田市街地西方の、南牧川以北、西牧川流域には、下仁田構造帯を切って、上部中新世の本宿層が分布している（本宿団研グループ、1970）。

前期・中期中新世に堆積した富岡層群の小幡累層、井戸沢累層、福島累層、吉井累層（神沢ほか、1968；高柳ほか、1978）は、砂岩、泥岩を主体とする海成層で、藤岡から妙義山塊周辺にかけて分布している（第1図）。ここでは、神沢ら（1968）の小幡累層のうち、牛伏砂岩層と下仁田砂岩泥岩層とを除いた部分（上部）を小幡累層とした。

牛伏砂岩層は、黄褐色の中粒～粗粒砂からなり、吉井南方の牛伏山を中心に、せまい範囲に分布する。この牛伏層と同時異層の関係にある下仁田砂岩泥岩層は、下仁田から西方4 km の範囲にかけて分布し、北側の南蛇井層、神農原礫岩層の上に不整合にのっている。南側は、三波川結晶片岩と断層で接する（神沢ほか、1968）。これらの地層と、主として長野県側に分布する内山層との関係は、中間に本宿陥没盆地（本宿団研グループ、1968）があつて、直接的にはつかめないが、下仁田層と同時代であると考えられている（本宿団研グループ、1970）。牛伏層、下仁田層、内山層は、下仁田構造帯の地域で、東西方向に長く直線状に分布している（第1図）。

小幡層は下仁田以東に分布し、東西性の走向で、北に10°～30°傾いている。

小幡層と同時異層の関係にあると考えられている駒込

層は、荒船山の西方に、二地域に分れて分布し、淡緑色の凝灰質砂岩を主とする砂岩・頁岩の互層からなる（本宿団研グループ、1970）。南側は、内山層の上に整合に重なり、ほぼ水平であるのに対し、北側は、大月中生層と断層で接し、構造も複雑である。

小幡層の上位には、砂泥互層・泥岩層からなる井戸沢層が整合に重なっており、Nephrolepidina, Lepidocyclina, Miogypsina などの大型有孔虫を多産する（神沢ほか、1968；高柳ほか、1978）。構造は、本宿陥没盆地の東側は東西性の走向で、北に20°前後傾いているが、本宿陥没盆地の北側では、南北性の走向となり、一般に東に30°ほど傾斜している。

福島層（神沢ほか、1968；高柳ほか1978）は、下部の灰色砂岩・泥岩互層と上部の細粒砂岩の薄層をはさむ泥岩とから構成される。本層は、第1図にも示されるように、妙義山塊のすぐ東側では、南北方向の幅10 km にわたって、広く分布しているが、妙義山塊の西側は、東からの延長線上にあるように見うけられるが、中新世末以後の火山岩類におおわれている地域が多く、下位の井戸沢層や上位の吉井層との比較検討が不十分である。

吉井層は、高柳ら（1978）の庭谷層と原市層をいっしょにしたもので、砂岩、シルト岩からなる。吉井から松井田の北方にかけては、比較的幅広く分布しているが、その両端は、急激に分布域をせばめてしまう。松井田以西においては、福島層と同様に、地層の同定に不十分な点を残している。

板鼻層（高柳ら、1978；秋間団研グループ、1971）は、藤岡の南方から安中を通して横川の北方まで広く分布している。また、鼻曲山東方5 km の相間川上流域には、上部中新世の火山岩分布域中に、長径20~30mの板鼻層の露頭が点在する（秋間団研グループ、1975）。砂岩、礫岩を主体とし、下部の海成層から上部の陸成層に連続的に移化する。安中市以東では、北西—南東の走向で、北東に15°~20°傾斜するが、安中より西方では、東西性の走向に変化する。

中新世末～鮮新世の火山岩類

本地域においては、中新世末以後は完全に陸化しており、この時代の岩石は、火山活動による泥流堆積物、凝灰岩、溶岩、貫入岩などである。

板鼻層の上位に不整合に重なる秋間層（秋間団研グループ、1971）、相間川層（秋間団研グループ、1975）、霧積層（秋間団研グループ、1976）は、碓氷川と烏川にはさまれた地域の、ほぼ全域に分布している。これらの地層の走向傾斜は、第1図に示されるように、下位の板鼻層

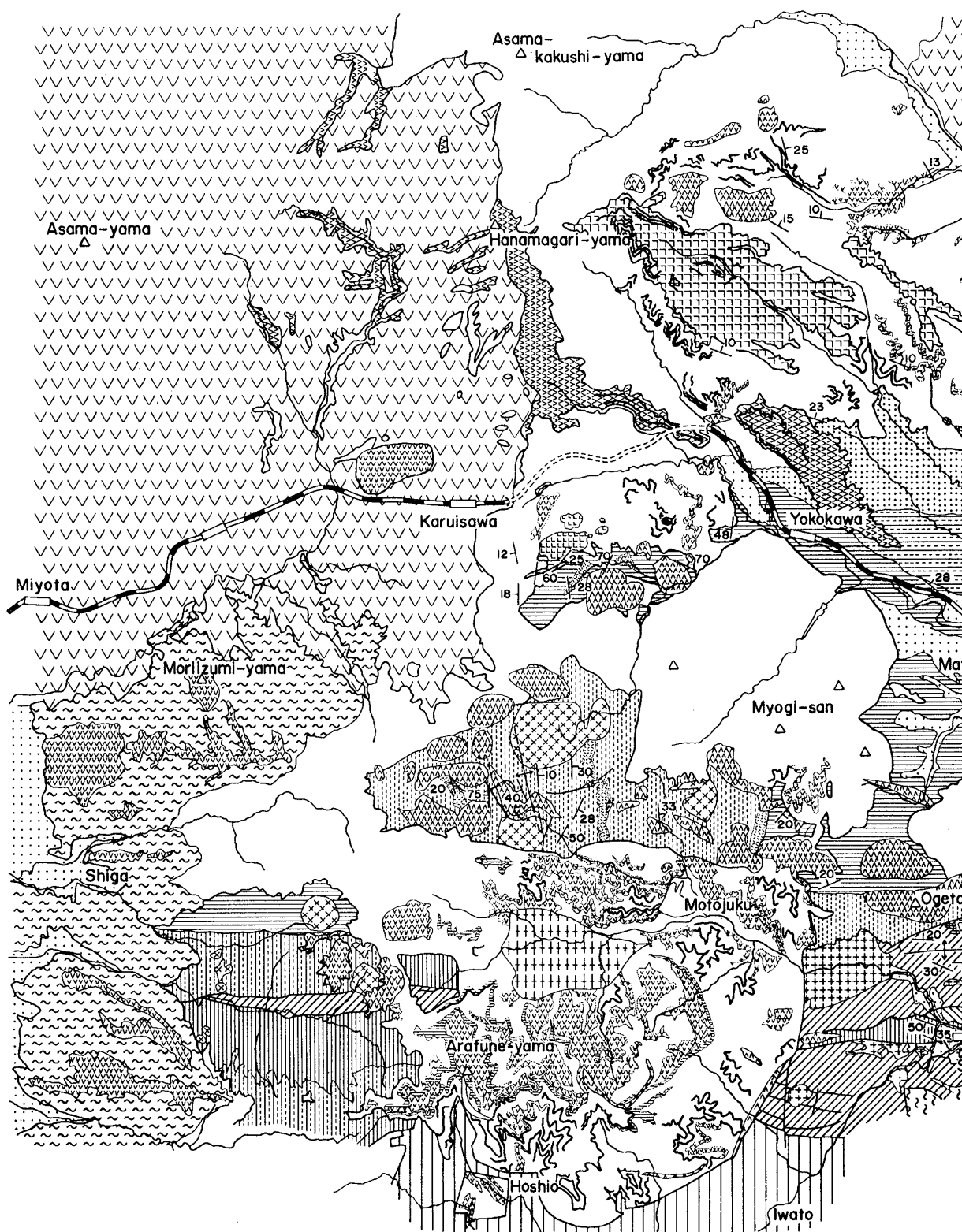
のそれとほぼ同じである。このことは、秋間層堆積後にも、板鼻層分布域と同様な、北に傾く傾動運動があったことを示している。

碓氷川と烏川にはさまれた地域の火山岩類は、最下部に流紋岩質の角礫、およびこれと同質の軽石がとりこまれているが、大部分は、複輝石安山岩質の溶岩、凝灰角礫岩、凝灰岩などで構成される（秋間団研・上越南部団研、1976）。

横川の北西を流れている霧積川流域から、北北東に10 km 離れた烏川上流域にかけては、溶岩、火砕流堆積物、貫入岩体が多いこと、断層や褶曲構造が少ないにもかかわらず、走向、傾斜の変化がはげしいこと、かつては火道であったと思われる岩体があること、などの理由から、この地域が、秋間層およびこれと同時期の火山噴

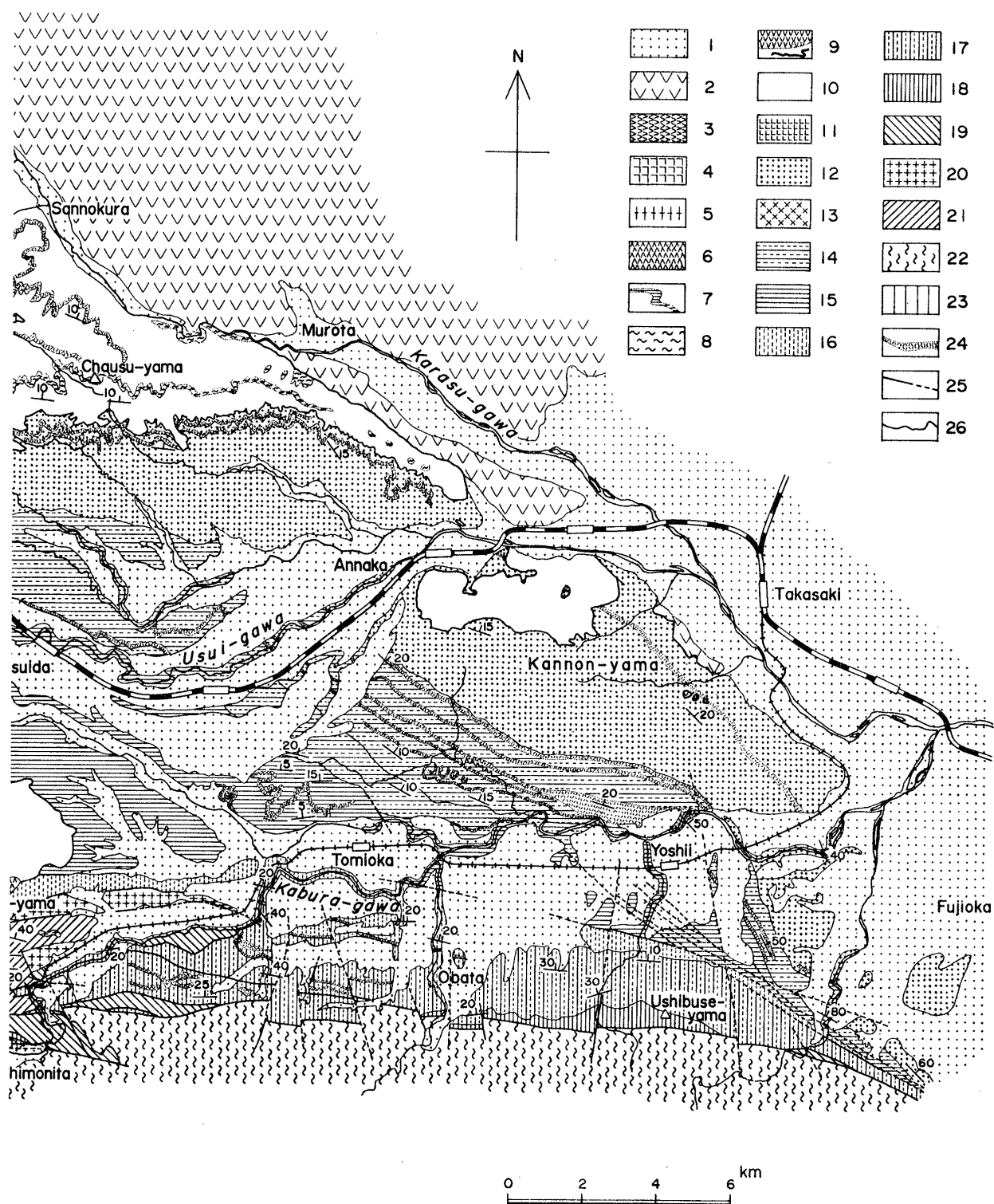
第1表 関東平野北西縁部の地質層序

		本宿陥没盆地とその周辺地域	藤岡～鼻曲山地域	絶対年代
第四紀	沖積	浅間・榛名火山噴出物		万年
	洪積	鼻曲火山噴出物		110
第三紀	鮮新世	剣ヶ峰層		310
		五輪岩層		320
	中新世	本宿層	霧積層	340
			相間川層	
		板鼻層	秋間層	
		吉井層		1160
		福島層		
	古第三紀？	内山層	下仁田層	
			牛伏層	
中生代	白亜紀	大月層	骨立山凝灰岩層	
			神農原礫岩層	
			跡倉層	
			南蛇井層	
古生代		秩父古生層		



第1図 関東平野北

1: 第四紀碎屑堆積物, 2: 浅間・榛名火山噴出物, 3: 鼻曲火山噴出物, 4: 剣ヶ峰層, 5: 市野萱貫入岩の安山岩溶岩, 10: 本宿・秋間期の凝灰角礫岩, 11: 坂本期の流紋岩類, 12: 板鼻層, 13: 中新世のひん・内山層, 19: 骨立山凝灰岩・神農原礫岩, 20: 中生代酸性岩類, 21: 中生層, 22: 結晶片岩, 23: 古生



西縁部の地質

体, 6: 中新~鮮新世の安山岩質貫入岩類, 7: 本宿層中の湖底堆積物, 8: 溶結凝灰岩, 9: 中新~鮮新世岩類, 14: 吉井層, 15: 福島層・八重久保層, 16井戸沢層, 17: 小幡層・駒込層, 18: 牛伏層・下仁田層, 24: 凝灰岩, 25: 断層, 推定断層, 26: 不整合.

出堆積物の供給源であろう、と考えている。

本宿層分布域から鼻曲山東方の相間川層分布域にかけての地域には、古生代から中新世にいたる、いろいろな地質時代の基盤岩類が、小規模または大規模に、各所で露出している。このことは、本宿層、坂本層・五輪岩層（本間・藤田，1979）、霧積層、相間川層などが、いろいろな基盤岩類を薄くおおうようにして堆積していることを示す。

本地域の鮮新統は、従来、鼻曲山東方4～10 km に分布する剣ヶ峰層と地蔵峠層とであると考えていた（秋間団体研究グループほか，1976）が、絶対年代の測定（Ozima et al, 1968; Kaneoka et al, 1979; 柴田ほか，1979）がおこなわれるに及んで、中新世と鮮新世の境界は、秋間層およびこれと同時層の中部付近においた方がよい、と思われるが、層序については、なんら変更する必要はない。

第 四 系

本地域の第四系は、鼻曲火山、浅間火山（荒牧，1968）、榛名火山の各噴出物、および平野部を構成している、砂礫層を主とする碎屑堆積物（新井，1962）とである。この碎屑堆積物は、烏川以西では、鐮川、碓氷川、烏川ぞいに第三系が露出しているので、この上位にベニア状に薄く堆積していることが推定されるが、烏川以東では、きわめて厚く、その厚さは300m以上に達するものと予想される（野村，1977）。

考 察

本地域の地質は、本宿団体研究グループ（1968，1970）や秋間団体研究グループ（1971，1975，1976）の研究成果により、ほぼ全域にわたって考察をすすめることができるようになってきた。しかし、この反面、従来予想していなかった新しい研究課題も生じている。おもな研究成果・問題点は、次のようになるであろう。

- (1) 牛伏層、下仁田層、小幡層は、下仁田構造帯に支配されて、関東山地の北縁にそって東西方向に細長く分布するが、この上位の井戸沢層は、本宿陥没盆地の東側は、下仁田構造帯と平行に分布するが、本宿陥没盆地の北側は、南北の走向を示す。このことは、井戸沢期には、それ以前とはちがった、新しい造構運動が始まったことを意味する。
- (2) 井戸沢層の上位に整合に重なる福島層は、妙義山塊の東側では、かね尺型に分布した井戸層の内側に存在する。福島層は、井戸沢層分布域に生じた起伏を埋めたての働きをした、と思われる。

- (3) 妙義山塊の北西、軽井沢の南東にある福島層は、この南方から連続してくる井戸沢層の可能性が。また、現在この地域を調査している秋間団体研究グループのメンバーの中には、吉井層ではないか、との意見もある。本間・藤田（1979）も吉井層にしている。いずれにしても、ここの地層が何層に属するかを明らかにすることは、関東山地北縁の地質構造発達史を考える上で、きわめて重要である。
- (4) 吉井層と板鼻層は、一般に、西北西—東南東の走向で、北東に傾く単斜構造を示す。
- (5) 本宿層、坂本層・五輪岩層（本間・藤田，1979）、霧積層、相間川層、秋間層は、それまでの碎屑性海成堆積物とはうってかわり、陸成の火山噴出堆積物で構成される。これらの堆積物の噴出源は、群馬・長野県境と、ここから約10 km 東方までの間の帯状の地帯にあり、そこから群馬県側および長野県側に流し出していた、と推定される。わけでも、秋間層は、この時代の火山山ろくの特徴を示している。
- (6) 近年、本地域の絶対年代測定が行われ、吉井層中の凝灰岩〔11.6 my〕（柴田ほか，1979）、平尾富士〔3.4 my〕・志賀溶結凝灰岩〔3.2 my〕（Kaneoka et al, 1979）、霧積層〔3.1 my〕・鼻曲山〔1.1 my〕（Ozima et al, 1968）の年代が得られている。この年代値を参考にして、本地域の層序を組み立てると第1表のようになる。

文 献

- 秋間団体研究グループ，1971：群馬県安中市北部の新第三系。地球科学，**25**，219-226。
- ，1975：群馬県烏川支流、相間川流域の地質。地球科学，**29**，166-176。
- ，1976：群馬県西部霧積川東方の地質。地質学論集，13号，261-267。
- ・上越南部グリンタフ団研グループ，1976：群馬県西部の中新世から鮮新世にかけての火山活動。地球科学，**30**，67-72。
- 新井房夫，1962：関東盆地北西部地域の第四紀編年。群馬大学紀要自然科学編，**10**，1-79。
- ・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 洵・高橋武夫・武井暁朔・戸谷啓一郎・山下昇・吉羽興一，1966：下仁田構造帯。地球科学，83号，8-24。
- 荒牧重雄，1968：浅間火山の地質。地団研専報，14号，1-45。
- 藤本治義・小林 学，1938：群馬県碓氷川及び鐮川流域の第三紀層に就いて。地質雑，**45**，205-226。
- 本間睦美・藤田至則，1979：群馬県西部における後期中新世の陥没構造——五輪岩付近の上部中新統

- の地質学的研究. 地質学論集, 16号, 87-96.
- KANEOKA, I., MATSUBAYASHI, O., ZASHU, S. and ARAMAKI, S., 1979: K-Ar ages of Late Tertiary volcanic rocks in the Asama area. *J. Geol. Soc. Jap.*, **85**, 547-549.
- 神沢憲治・木崎喜雄・久保誠二・高橋武夫・角田寛子・細矢 尚, 1968: 下仁田構造帯 II. 群馬大学教育学部紀要自然科学編, **17**, 7-19.
- 本宿グリーンタフ団研グループ, 1968: 群馬県本宿地域のグリーンタフ層内で発見した二重陥没構造とその意義. 地球科学, **22**, 32-36.
- , 1970: グリーンタフ変動の研究—本宿グリーンタフ層についての団体研究—. 地団研専報, 16号, p. 95.
- 野村 哲, 1977: 関東平野北西部の地質構造について. 地質学論集, 14号, 127-131.
- OZIMA, M., KANEOKA, I., KONO, M., KINOSHITA, H., KOBAYASHI, K., OHNAKA, Y., NAGATA, T. and ARAMAKI, S., 1968: Paleomagnetism and K-Ar ages of successive lava flows (3)—Hanamagari and Kirizumi andesites, Gunma Prefecture, Japan—. *J. Geomag. Geoelectr.*, **20**, 101-105.
- 柴田 賢・内海 茂・中川忠夫, 1979: K-Ar 年代測定結果—1. 地調月報, **30**, 675-686.
- 高柳洋吉・酒井豊三郎・尾田太良・高山俊昭・織山純・金子 稔, 1978: Kaburan Stage に関する諸問題. 日本の新生代地質 (池辺展生教授記念論文集), 93-111.