

群馬県高崎地域に分布する中新統 —とくに庭谷不整合形成過程について—

大石雅之*・高橋雅紀**

I. はじめに

群馬県高崎市西部から富岡市にかけての地域には、広く新第三系が分布する。調査地域は関東構造盆地の北西端、関東山地の北縁部で、東北日本弧・西南日本弧、さらに伊豆小笠原弧が会合する特殊な地域に位置するため、複雑な構造発達史を歩んだと考えられる。すなわち、本地域は15 Maの西南日本の回転(Otofuji *et al.*, 1985)と、6Maの丹沢地塊の衝突(Niitsuma and Matsuda, 1985)という、2つのテクトニック・イベントの影響を受けてきたと考えられる。

本地域の新第三系については、微化石層位学的研究が多数行われており(Takayanagi *et al.*, 1976; 高柳ほか, 1978など)、Zone N.9 (Blow, 1969)に相当する層準に不整合(庭谷不整合)の存在が指摘されてきた。この時期以降関東山地は非沈降域となり(高橋, 1987)、また関東山地の東縁に位置する比企丘陵地域の中新統にも、この不整合をはさんで著しい構造差が認められることから(小池ほか, 1985; 小坂, 1979)、この不整合は造構運動によるものと考えられる。一方、古地磁気データにより、関東山地が前期中新世以降およそ94°時計回りに回転したことが示唆されている(Hyodo and Niitsuma, 1986)。そして、関東山地の回転と帯状構造の屈曲(Kanto Syntaxis)形成として議論されてきたが、その形成時期はまだまだ不確定である。秩父石英閃緑岩の古地磁気結果により、この帯状構造の屈曲は少なくとも7~8Ma以前に形成されたことが明かにされていることから(Takahashi and Nomura, 1989)、この不整合の形成と関東山地の回転との関係の解明は、関東周辺地域の新第三紀テクトニクスを把握するうえで重要である。本論文では高崎・富岡地域の新第三系の層序・構造を述べるとともに、この不整合の形成過程について詳説する。

本研究は筆者のひとり大石雅之が東北大学大学院理学研究科在学中に修士論文として行ったものに、高橋雅紀がその後のデータを加えまとめたものである。本研究を進めるにあたり、北村 信東北大学名誉教授には終始ご指導いただいた。また、東北大学理学部地質学古生物学教室の中川久夫教授および大槻憲四郎博士には、本論文を作成する際に数多くの御助言をいただいた。宇都宮大学の酒井豊三郎教授には当地域の地質に関し有益な御助言をいただき、熊本大学理学部の尾田太良助教授には浮遊性有孔虫化石の同定をしていただいた。さらに、東北大学理学部の長谷川四郎博士には、底生有孔虫化石による古水深の推定・考察をしていただいた。以上の諸氏に深く感謝の意を表す。

II. 地質概説

群馬県南東部の藤岡-高崎-榛名火山-赤城火山-太田に囲まれた地域には第四系が厚く堆積し、その最大層厚は300~400mであると推定されている(野村, 1977)。野村(1977)はこれを前橋堆積盆地

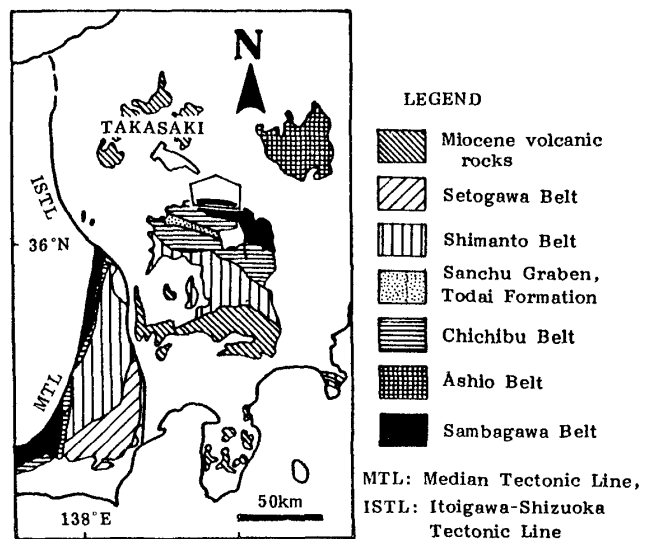


Fig. 1. Index map of the Takasaki district.

* 岩手県立博物館

** 東北大学理学部地質学古生物学教室

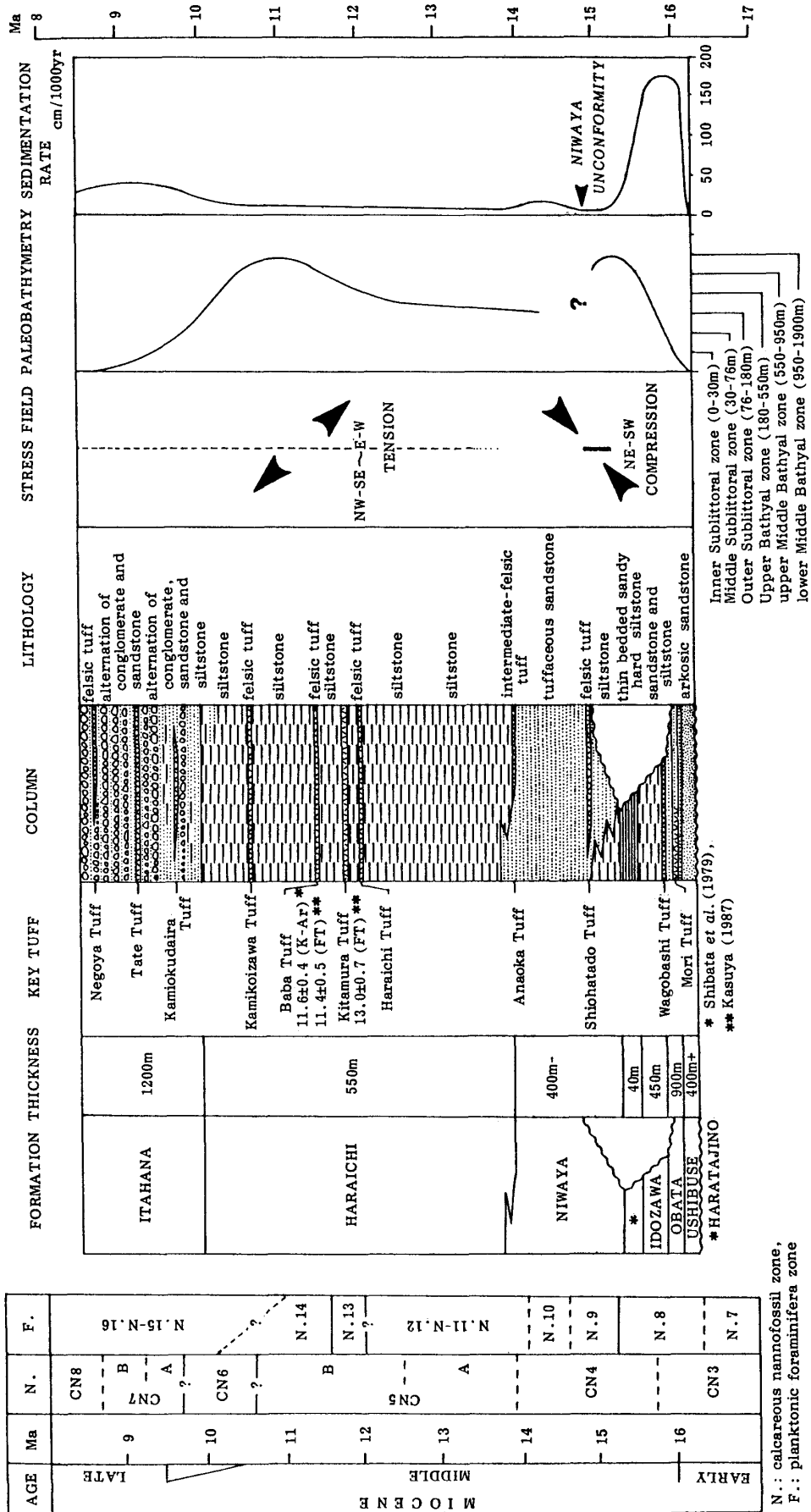


Fig. 2. Generalized stratigraphic column of the Takasaki district.

とよんだ。新第三系はこの前橋堆積盆地を囲むように分布し、さらにその外側の関東山地および足尾山地に先新第三系が分布する。新第三系は大局的には前橋堆積盆地にむかって傾斜する。

調査地域は関東山地の北縁に位置し (Fig. 1), 南部には三波川変成岩・花崗岩類・神野原礫岩・骨立山凝灰岩など、先新第三系が分布する。これらの北側に非火山性碎屑岩からなる新第三系が分布し、それらは下位より牛伏層・小幡層・井戸沢層・原田篠層・庭谷層・原市層および板鼻層に区分される (Fig. 2)。そして、これらの新第三系を更新統の野殿層が不整合におおう。新第三系は大局的に北あるいは北東に傾斜するが、庭谷層より下位の地層は複雑な地質構造を呈する (Fig. 3)。すなわち、吉井町付近においては、庭谷層より下位の地層は NW-SE 方向を長軸とする隆起帯を形成し、庭谷層の基底には不整合が存在する。一方、富岡市付近においてはこの層準に不整合は認められない。

なお、Fig. 2 に示す古水深の推定には、Konda (1980) のデータをもとに、Takayanagi *et al.* (1984) および秋元・長谷川 (1989) を参考にした。さらに、地質断面図を Fig. 4 に、各沢柱状図をその作成ルート図とともに Fig. 5 に示す。

III. 地層各説

A. 先新第三系基盤岩類

(1) 三波川結晶片岩 (Sanbagawa Crystalline Schist)

三波川結晶片岩は主として緑色片岩・黒色片岩よりなる。新第三系の南限を境する断層 (F 16) の南側に分布する。新第三系の分布地域内において、断層に狭まれ破碎された石墨片岩が露出することもある。

(2) 花崗岩類 (Granitic rocks)

富岡市神野原付近には、非常に圧碎された花崗岩類が分布する。これらは優白質の花崗閃緑岩であり、富岡市野上の野上川上流日向付近にも同様の花崗岩類が分布する。

(3) 神野原礫岩 (Kanohara Conglomerate)

藤本・小林 (1938) は本礫岩を中新統最下部に含めたが、新井ほか (1966) は本礫岩を中新統に不整合におおわれる先新第三系であるとした。本礫岩は富岡市神野原付近の鍋川河岸に露出し、花崗斑岩礫を主とする中～巨礫岩である。基質は石英の多い粗粒砂岩よりなる。上位の砂岩シルト岩互層に不整合にお

おわれ、花崗閃緑岩と断層 (F 19) で接する。本礫岩は、跡倉クリッペをつくった造構運動を受けている可能性が認められず、その年代はヘトナイ世以後、中新世以前と考えられている (新井ほか, 1966)。

(4) 骨立山凝灰岩 (Kottateyama Tuff)

新井ほか (1966) は、下仁田町石淵付近に分布する石英安山岩質凝灰岩を骨立山凝灰岩と命名し、神野原礫岩中にも同様な凝灰岩が挟在することから、本凝灰岩と下位の神野原礫岩は整合であると考えた。本地域の神野原南方の山稜および鍋川河岸にも露出するが、上位の砂岩シルト岩互層によって不整合におおわれるため、分布範囲はきわめて狭い。

B. 新第三系

(1) 牛伏層 (Ushibuse Formation)

藤本・小林 (1938) は、吉井町南方の東谷付近から牛伏山・城山付近にかけて分布する硬質灰白色ないし淡黄褐色砂岩を牛伏層と命名した。水野 (1961MS) は、神野原礫岩および上位の砂岩シルト岩互層も含めて額部層とした。また、Matsumaru (1967)、神沢ほか (1968) および松丸 (1977) は、本層をその上位の砂岩泥岩互層から区別した。さらに、金子 (1976MS)・織山 (1976MS) および高柳ほか (1978) は、牛伏層の岩相は上方および側方にむかい砂岩シルト岩互層に漸移しているとして、上位の砂岩シルト岩互層に含め、小幡層あるいは額部層として一括した。しかしながら、牛伏山麓における層厚 100m の硬質シルト岩は側方に追跡され、これを境として上位層と区分されるので、Matsumaru (1967)・神沢ほか (1968) および松丸 (1977) に従い牛伏層の層名を用いる。

<模式地>

群馬県多野郡吉井町牛伏山付近。

<分布>

牛伏山を中心に鮎川中流金井付近、西は天引川中流下鳥屋までの地域、さらに富岡市南後箇大塩貯水池から西へ野上川中流中井付近までの地域に分布する。

<層厚>

400m 以上。

<岩相>

本層は淡黄褐色のアルコース質粗粒砂岩よりなり、層理面は一般に明瞭でない。砂岩のほかに硬質シルト岩や礫岩も認められる。礫岩は不淘汰の角礫からなり、結晶片岩礫は認められない。また、牛伏山山

頂付近や富岡市南後箇岩染付近には、本層中部の灰白色細粒凝灰岩が露出する。

<層位関係>

本層はその分布域の南限で三波川結晶片岩と北傾斜の断層 (F 16) で接する。また、野上川上流付近では花崗岩類と断層 (F 21) で接する。

(2) 小幡層 (Obata Formation)

Matsumaru (1967) は、甘楽町小幡付近の雄川河岸に発達する砂岩シルト岩互層よりなる地層を小幡層と命名した。筆者らも牛伏層の砂岩に重なる砂岩シルト岩互層を小幡層とし、その上限を和合橋凝灰岩 (神沢ほか, 1968) の基底におく。本層は富岡市高瀬から甘楽町小幡までの地域では水野 (1961MS) の額部砂岩泥岩互層、神沢ほか (1968) の小幡累層神戸砂泥互層・同累層松田泥岩層・井戸沢累層内匠砂泥互層の下半部、Chiji and Konda (1976) および千地・紺田 (1978) の小幡層、Takayanagi *et al.* (1976) の額部層、金子 (1976MS) および織山 (1976MS) の小幡層中・上部、松丸 (1977) の小幡層および高柳ほか (1978) の額部層中・上部に相当する。

<模式地>

群馬県甘楽郡甘楽町小幡付近の雄川河岸。

<分布>

本層は三波川結晶片岩および牛伏層分布地域の北側に分布するほか、吉井町吉井から甘楽町大山までの地域にも分布する。これまでの研究では、本層の上限を規定する和合橋凝灰岩は、富岡市高瀬の和合橋から東へ小幡付近まで追跡されていたにすぎなかったが、今回あらたに天引川中流の段丘崖下にもその存在を確認し、さらに吉井町上野場付近・甘楽町大山付近・吉井町塩川付近・吉井町池付近・吉井町矢田川などに露出する白色細粒凝灰岩を同一の地層単位であると認め、これを和合橋凝灰岩とした。その結果、本層は従来より広く分布することが判明した。

<層厚>

約 900m.

<岩相>

本層は砂岩シルト岩互層よりなるが、含砂岩率の高い下部と含砂岩率の低い上部に 2 分される。下部は一般に厚さ数 cm の砂岩シルト岩互層と、厚さ数 m の粗粒砂岩が互層する。砂岩はアルコース質で淡黄褐色を呈するタービダイトであり (久保・角田, 1970), 下位の牛伏層中の砂岩に岩相が酷似する。また、しばしばシルト岩の偽礫が認められる。野上川

中流森付近においては白色細粒凝灰岩 (森凝灰岩) が認められるが、それは東方にむかって層厚を減じ尖滅する。森凝灰岩の上位 20m 付近にある厚さ約 4.5m の粗粒砂岩の上限をもって本層下部とする。

本層上部の砂岩シルト岩互層中の砂岩は青灰色を呈し、厚さが 1m を超えることはない。吉井町付近においては本層上部は野上川付近に比べさらに含砂岩率が低い。

<層位関係>

甘楽町国峰・小幡付近では三波川結晶片岩と断層で接するが、吉井町多比良付近では下位の牛伏層を整合におおう。また、富岡市高瀬・野上付近では花崗岩類・神野原礫岩・骨立山凝灰岩などの基盤岩類が形成する地形的起伏を埋めるように不整合におおう。

(3) 井戸沢層 (Idozawa Formation)

渡部 (1952) は、鐮川支流下川河岸に露出するシルト岩とここでいう小幡層を含め、井戸沢層と命名した。水野 (1961MS) は、本層とその上位の硬質シルト岩を含め、福島層とした。また、Matsumaru (1967) および松丸 (1977) は井戸沢層の上限を原田篠凝灰岩におき、神沢ほか (1968) は本層をさらに内匠砂泥互層と横瀬泥岩層に 2 分した。Chiji and Konda (1976), 千地・紺田 (1978), Takayanagi *et al.* (1976), 金子 (1976MS), 織山 (1976MS) および高柳ほか (1978) は、松丸 (1977) と同様に本層の下限を和合橋凝灰岩の基底に、上限を原田篠凝灰岩の基底にしている。本層はシルト岩を主とし、下位の砂岩シルト岩互層および上位の硬質シルト岩と区別されるので、彼らの定義に従い井戸沢層を踏襲する。

<模式地>

群馬県富岡市井戸沢東方の下川河岸。

<分布>

井戸沢付近・富岡市一ノ宮付近・雄川などに分布するほか、大沢川や土合川においても褶曲のため繰り返し露出する。

<層厚>

約 450m.

<岩相>

本層は主として青灰色シルト岩よりなる。最下部の和合橋凝灰岩は 20m の層厚を有する塊状の白色細粒凝灰岩であるが、より上位にも白色細粒凝灰岩が頻りに挟在する。また、大型有孔虫化石を含む細礫岩も認められる。土合川や大沢川においては、砂岩の pull apart structure が観察される。

<層位関係>

下位の小幡層を整合におおう。

(4) 原田篠層 (Haratajino Formation)

Matsumaru (1967) は、鐮川・下川合流付近の硬質砂質シルト岩を原田篠層と命名した。神沢ほか (1968) は渡部 (1952) の福島層を細分し、その下部を原田篠砂泥互層とした。Chiji and Konda (1976) および千地・紺田 (1978) は、Matsumaru (1967) および松丸 (1977) と同様に考えた。高柳ほか (1978) は F 6 断層 (高田-田篠断層: Matsumaru, 1967) 以北の本層の分布を限定し、Matsumaru (1967) の原田篠層を再定義した。筆者らも高柳ほか (1978) の定義を踏襲するが、分布は異なる。

<模式地>

群馬県富岡市原田篠付近の鐮川河岸。

<分布>

模式地付近および西方の鐮川河岸によく露出する。さらに、富岡市君川西方・星田付近および甘楽町大山付近にも小範囲ながら分布するが、それより東方には分布しない。また、富岡市上黒岩付近においては、地層が緩傾斜であるため広く分布する。

<層厚>

約 40m。

<岩相>

本層は層理の明瞭な硬質砂質シルト岩よりなる。模式地付近では、最下部に厚さ 1.5m の硬質白色細粒砂質凝灰岩および 5m のベントナイト質凝灰岩 (原田篠凝灰岩) が観察される。硬質砂質シルト岩は上方にむかって粗粒になり、向斜 (S 13) 軸部付近では凝灰質細粒砂岩に漸移する。星田付近においてはより硬質なシルト岩が露出し、大山付近では層理の明瞭な硬質凝灰質砂岩となる。また、これらにはしばしばスランピング構造が認められる。

<層位関係>

下位の井戸沢層と整合関係にある。

(5) 庭谷層 (Niwaya Formation)

本層の下部は灰色シルト岩、上部は凝灰質砂岩よりなるが、従来の定義と異なるため詳説する。

Matsumaru (1967) は、甘楽町庭谷付近の緑色砂質泥岩・暗灰色泥岩・細粒砂岩を庭谷層と命名した。一方、金子 (1976MS) および織山 (1976MS) は、Matsumaru (1967) の庭谷層下半部を庭谷層として再定義した。また、Matsumaru (1967) は曾木付近に分布するシルト岩を井戸沢層としたが、金子 (1976MS)

および織山 (1976MS) はこれをあらたに曾木層とし、原田篠層に整合に重なり上位の庭谷層に不整合におおわれるとした。高柳ほか (1978) もこれらに準じている。しかしながら、詳細に調査した結果、彼らの定義した曾木層と庭谷層は一部で側方漸移の関係にあり、さらに曾木層中にも庭谷層に特徴的な砂岩が認められることから、両者を一括してあらたに庭谷層と再定義する。

<模式地>

群馬県甘楽郡甘楽町庭谷付近の鐮川河岸。

<分布>

模式地より東方では鐮川沿いに吉井町池まで連続し、さらに南東の土合川流域にも分布する。また、模式地より西方へは安中市磯部の碓氷川、さらに鐮川・高田川沿いにも分布する。

<層厚>

最大約 400m から最小 10m まで変化する。一般に下位層が向斜構造を形成している地域では、層厚を増す傾向がある。

<岩相>

シルト岩を主とする下部と凝灰質砂岩を主とする上部に分けられるが、両者は側方漸移の関係にある。

本層下部は灰色シルト岩を主とし、高田川付近では一部砂質シルト岩ないし細粒砂岩となっている。シルト岩にはベントナイト質凝灰岩が多数挟在する。これらの凝灰岩は曾木付近における高田川・鐮川河岸では厚さ数cmであるが、より西方の上黒岩付近では数十cmの厚さを有する。星田付近では、本層下部のシルト岩中に本層上部の特徴をもつ砂岩が挟在する。また、上黒岩付近から星田付近にわたって詳細に検討した結果、本層下部と上部は指交関係にあり、側方へ漸移していることが判明した。

本層上部の凝灰質砂岩は、変質した浮石粒や凝灰質シルト岩あるいは細粒凝灰岩岩片よりなる緑色粒子を含むことを特徴とする。これと同様な砂岩は、曾木付近の背斜 (A 13) を中心とする複背斜の南翼においても認められるが、大山付近では小幡層が形成する背斜 (A 9) の軸部にむかって尖滅する。塩畑堂から東方の庭谷・造石においても緑色粒子を含む特徴は変わらず、さらに東方の土合川地域へと層厚を減じながら連続する。塩畑堂付近では、浮石質火山礫凝灰岩を伴う白色細粒凝灰岩 (塩畑堂凝灰岩) が認められる。塩畑堂凝灰岩は層厚の側方変化が著しいものの、東方へは甘楽町庭谷付近まで、西方へは富岡市君川付近まで追跡される。

富岡市西後賀・君川・砂田付近には塩畑堂凝灰岩

より上位の地層が分布し、それらは緑色粒子を含まない凝灰質細粒砂岩およびシルト岩が卓越する。また、安中市磯部付近においては、中～細礫岩と黄灰色浮石質粗粒凝灰岩からなる厚さ5mほどの磯部温泉凝灰岩が挟在し、東方へ富岡市下黒岩・高橋まで追跡される。さらに、吉井町穴岡付近においては、安山岩質凝灰角礫岩と白色浮石質凝灰岩からなる穴岡凝灰岩が挟在する。穴岡凝灰岩は7mの層厚を有し、東方は土合川、西方は西後賀付近まで追跡される。

<層位関係>

庭谷層と下位層は部分不整合の関係にある。なお、詳細は次章(IV. 庭谷不整合について)で述べる。

(6) 原市層 (Haraichi Formation)

石和田(1948)は、安中市原市南方の碓氷川河岸に露出する暗灰色塊状泥岩よりなる地層を、原市泥岩層と命名した。その後、渡部(1952)は石和田(1948)の聖明寺砂岩礫岩互層を含めて吉井層とし、水野(1961MS)は石和田(1948)の原市泥岩層を小野層とよんだ。一方、Matsumaru(1967)および松丸(1977)は岩相と古生物学的根拠から、渡部(1952)の吉井層を2分し、その上部を吉井層とした。また、Takayanagi *et al.* (1976)、金子(1976MS)、織山(1976MS)および高柳ほか(1978)は、庭谷層最上部の穴岡凝灰岩より上位の暗灰色シルト岩を原市層とした。穴岡凝灰岩より上位と下位で岩相が大きく異なるので、筆者らも高柳ほか(1978)の定義に従う。

<模式地>

群馬県安中市原市付近の碓氷川河岸。

<分布>

模式地から南東へ富岡市相野田・吉井町下奥平付近、さらに土合川・鮎川付近まで連続して分布する。

<層厚>

層厚は約550mであり、調査地域内においてほぼ一定している。

<岩相>

本層は主として暗灰色塊状シルト岩よりなるが、下部に細粒砂岩が挟在することもある。また、本層には珪長質凝灰岩が多数挟在し、それらは鍵層として有効である。星川下流の後賀付近には、砂質凝灰岩と白色細粒凝灰岩からなる厚さ約9mの後賀凝灰岩と、数枚の細粒凝灰岩薄層からなる坂口凝灰岩が露出し、西方へは下高尾、東方へは吉井町片山付近まで追跡される。また、原市付近においては厚さ2mのペントナイト質の原市凝灰岩が挟在し、吉井町坂

口付近まで追跡される。北村凝灰岩は浮石質凝灰岩で、東上磯部北村付近では厚さ5mであるが、吉井町坂口付近から東方にむかって層厚を増し、片山付近では厚さ140mに達する。また、同凝灰岩は著しいスランピング構造を呈し、珪質シルト岩レンズを多く含む。安中市下磯部馬場付近には、石英・長石・黒雲母などからなる厚さ1.5mの馬場凝灰岩が認められる。さらに吉井町上越沢付近では3枚のセットとして認められる上越沢凝灰岩が挟在し、吉井町小串付近まで追跡される。

<層位関係>

下位の庭谷層とは、東部においては穴岡凝灰岩を境とし整合関係にあるが、西部では本層下部に庭谷層に特徴的な砂岩が挟在し指交関係にある。

(7) 板鼻層 (Itahana Formation)

藤本・小林(1938)は、安中市板鼻付近に分布する礫岩砂岩互層を主とする地層を板鼻層と命名し、下位の地層を不整合におおとしたが、以後の研究によって不整合の存在は否定されている。

本層の下限は、下位の原市層のシルト岩の上に重なる砂岩とする。上越沢凝灰岩の下位の砂岩シルト岩互層は、より上位に原市層の特徴を示すシルト岩が重なるので、本層に含めない。また、本層は礫岩砂岩シルト岩互層よりなる下部と、礫岩を主とする上部に2分される。

<模式地>

群馬県安中市板鼻付近。

<分布>

安中市付近の碓氷川から藤岡市鮎川まで連続して分布する。

<層厚>

下部は約400m、上部は約800mである。

<岩相>

本層は礫岩・砂岩・シルト岩よりなるが、上方にむかって礫岩が卓越する。下部は含礫砂岩砂質シルト岩互層よりなり、全域にわたって斜交層理が発達する。一方、上部は礫岩を主とし、高崎市根小屋町付近では亜炭層を頻繁に挟有する。礫種は秩父帯由来の砂岩・頁岩・チャートよりなり、三波川結晶片岩礫は認められない。本層下部には白色浮石質凝灰岩からなる上奥平凝灰岩、上部には黄灰色浮石質凝灰岩からなる館凝灰岩、灰色粗粒凝灰岩からなる根小屋凝灰岩が挟在し、鍵層として追跡される。

なお、本層には堆積サイクルが認められる。久保・角田(1973)は、本層が上方粗粒化型非対称サイクル

を形成することを示し、本層をデルタ堆積物であると考えた。

<層位関係>

下位の原市層を整合におおう。

C. 第四系

野殿層 (Nodono Formation)

本地域の北部には、安山岩質火砕岩が分布する。藤本・小林(1938)は、これらの火砕岩を野殿集塊岩とよび、更新統と考えた。また、秋間団研グループ(1971)および野村・秋間団研グループ(1981)は、これらの火砕岩を本地域の北方に広く分布する上部中新統の秋間層に対比した。一方、中村・高崎地学愛好会(1989)および矢口(1989)はこれらの地層を詳細に調査し、それらの年代が更新世の中期であることを明らかにした。

本層は安中市野殿および高崎市鼻高町付近に分布するほか、高崎市観音山丘陵の東縁部に沿って分布する。地層は緩く傾斜するため、約100mの層厚にもかかわらず比較的分布が広い。本層は両輝石安山岩の角礫を含む泥流堆積物よりなる。まれに安山岩角礫の最大径は数mに達する。

IV. 庭谷不整合について

庭谷不整合 (Niwaya Unconformity) 新称

ここで、本地域の層序を確立するうえで重要なポイントになる部分不整合について詳説するとともに、この不整合を庭谷不整合 (Niwaya Unconformity) と新称する。

本地域の新第三系をかりに下部・中部・上部に分けると、従来の研究では下部と上部についての意見の相違は少なかった。一方、中部に関しては様々な見解が述べられてきたが、高柳ほか(1978)はこの層準に不整合が存在することを明らかにし、本地域の層序区分を明確にした。彼らによると、庭谷層(高柳ほか, 1978)より下位の地層には褶曲や断層が発達するが、これらの構造が庭谷層より上位の地層には認められず、さらに庭谷層の基底とより下位の地層は大きく斜交するという。

今回この不整合についてさらに詳細に調査・検討した結果、調査地域の東部では不整合が認められるが、西部地域では不整合は認められず、庭谷層と下位の地層は部分不整合の関係にあることが判明した。これを庭谷不整合と呼ぶ。

<模式地>

群馬県甘楽郡甘楽町庭谷から大山、および富岡市

塩畑堂付近の鐮川河岸。

<不整合の特徴>

模式地付近では、庭谷層の上部が小幡層の上部を直接おっている。すなわち、小幡層はNW-SE方向の褶曲軸を有する背斜構造(A9)を形成し、井戸沢層・原田篠層さらに庭谷層の下部を欠いて、庭谷層上部の砂岩が小幡層の形成する背斜軸部にむかって各単層の層厚を減じながらオーバーラップしている。そして、不整合面には層面すべりが認められることもある。また、模式地より東方の土合川流域では、庭谷層の上部が井戸沢層を不整合におおう。すなわち、土合川中流付近において、井戸沢層の層理面に対し庭谷層の基底面が大きく斜交するのが観察される。さらに、この地域においては庭谷層の構造とより下位の地層の構造は著しく不調和である。模式地から土合川にかけての地域においては、庭谷層の基底に礫岩は観察されず、粗粒砂岩が直接下位層に重なる。この不整合による最大削剝量は、下位の地層の層厚変化を考慮しなければ、層厚500m以上と見積られる。

以上のことから、庭谷不整合は下位の地層が形成する吉井付近の隆起帯を削剝していると判断されるが、次に述べるように模式地より西方では様相が異なる。

大山付近の背斜(A9)の南翼には、原田篠層の層状硬質シルト岩が観察されるが、これらは層面すべりを介して庭谷層上部に特徴的な砂岩におおわれる。庭谷層のこの砂岩は緩く向斜(S8)を形成し、さらにその南翼では庭谷層下部のシルト岩と指交する。庭谷層下部のシルト岩と原田篠層の層状硬質シルト岩との境界は星田付近で観察されるが、両者の間にはわずかながら構造的な不調和が存在する。したがって、大山付近の不整合面は星田付近においてはこの層準に追跡されるが、構造的差異はかなり解消されている。曾木付近の庭谷層下部には褶曲が発達する。一方、富岡市街地北方に分布する庭谷層上部にも緩やかな褶曲が認められる。このことは、庭谷層の下部を変形させた運動は、庭谷層上部の堆積時以降までわずかながらも継続していたことを示唆している。上黒岩付近では、井戸沢層・原田篠層・庭谷層下部・庭谷層上部が緩傾斜で順次重なる。これらの地層の間には構造的な差異は認められず、整合一連で重なっていると考えられる。

以上のことから、庭谷層と下位層との関係は、模式地から西方にむかって構造的差異が減少し、整合関係に漸移すると判断される。また、下位層を大き

く変形させた運動は、庭谷層上部堆積時以降までわずかながら続いていたといえる。

<微化石層位学的検討>

本地域の新第三系については多くの微化石層位学的研究が行われている。Takayanagi *et al.* (1976) は、浮遊性有孔虫化石・石灰質ナンノ化石・放散虫化石の層位学的分布を総合的に考察して、Takasaki-I~IV Zone の化石帯に区分した。彼らは、このうち II Zone は *Orbulina* 属の出現から *Sphenolithus heteromorphus* の消滅までと定義したが、II Zone の上限で *Globigerinoides sicanus*, *Globigeri-*

natella insueta, *Praeorbulina glomerosa*, *Globorotalia birnageae*, *Globorotalia praemenardii* が一斉に途絶え、ここに堆積の不連続を指摘した。そして、金子 (1976MS) はこの層準に不整合を発見したが、その後高柳ほか (1978) は不整合面より上位の層準にも *Sphenolithus heteromorphus* の産出を見だし、Takasaki-II/III Zone の境界を、庭谷層の NWY-08 と原市層最下部の HSH-101 の間に変更した。そのため不整合は Takasaki-II Zone 中に位置することになり、II Zone 中の曾木層 (高柳ほか, 1978) の上半部にあたる *Orbulina suturalis* / *Globo-*

Table 1. Stratigraphic occurrence of planktonic foraminifera in the Takasaki district.

FORMATION	OB	ID	NI					HA									
			TFKO-4	FDA-4	FDA-6	FDA-5	FDA-4		FSO-3	FKM-2	FKM-1	1121C	1121A	FNY-1	FDA-3	FDA-2	
SAMPLE	SPECIES																
<i>Globigerina aruryi</i> Akers				●	●												
<i>Gna. falconensis</i> Blow	●		●	●	●			●		●		●	●	●	●		
<i>Gna. praebulloides</i> Blow	●		●					●	●	●		●	●	●	●		
<i>Gna. woodi</i> Jenkins			●							●	●		●	●	●		
<i>Globigerinita glutinata</i> (Egger)			●					●	●	●	●	●	●	●	●		
<i>Globigerinoides quadrilobatus immaturus</i> LeRoy				●				●	●	●			●	●	●		
<i>Gds. quadrilobatus sacculifer</i> (Brady)																●	
<i>Gds. quadrilobatus trilobus</i> (Reuss)				●													
<i>Gds. cf. sicanus</i> de Stefany								●									
<i>Gds. subquadratus</i> Brönnimann										●	●		●		●		
<i>Globoquadrina altispira</i> (Cushman et Jarvis)										●	●						
<i>Gqd. dehiscens</i> (Cushman, Parr et Collins)				●	●					●			●	●			
<i>Gqd. larmei</i> Akers										●							
<i>Globorotalia birnageae</i> Blow										●	●		●				
<i>Grt. continua</i> Blow					●					●							
<i>Grt. languaensis</i> Bolli														●	●		
<i>Grt. minutissima</i> Bolli																	
<i>Grt. cf. miozea conoidea</i> Walters											●				●	●	
<i>Grt. obesa</i> Bolli	●															●	
<i>Grt. cf. peripheroronda</i> Blow et Banner															●		
<i>Grt. quinifalcata</i> Saito et Maiya					●				●	●			●	●			
<i>Grt. scitula praescitula</i> Blow				●					●		●		●				
<i>Grt. scitula</i> (Brady)										●						●	
<i>Grt. siakensis</i> (LeRoy)																●	
<i>Grt. zealandica</i> Hornibrook					●												
<i>Orbulina suturalis</i> Brönnimann																●	
<i>Praeorbulina glomerosa</i> (Blow)										●							
<i>Pro. transitoria</i> (Blow)												●					
<i>Sphaeroidinellopsis seminulina</i> (Schwager)	●	●			●				●	●		●	●	●	●		

HA: Haraichi Formation, NI: Niwaya Formation,
ID: Idozawa Formation, OB: Obata Formation

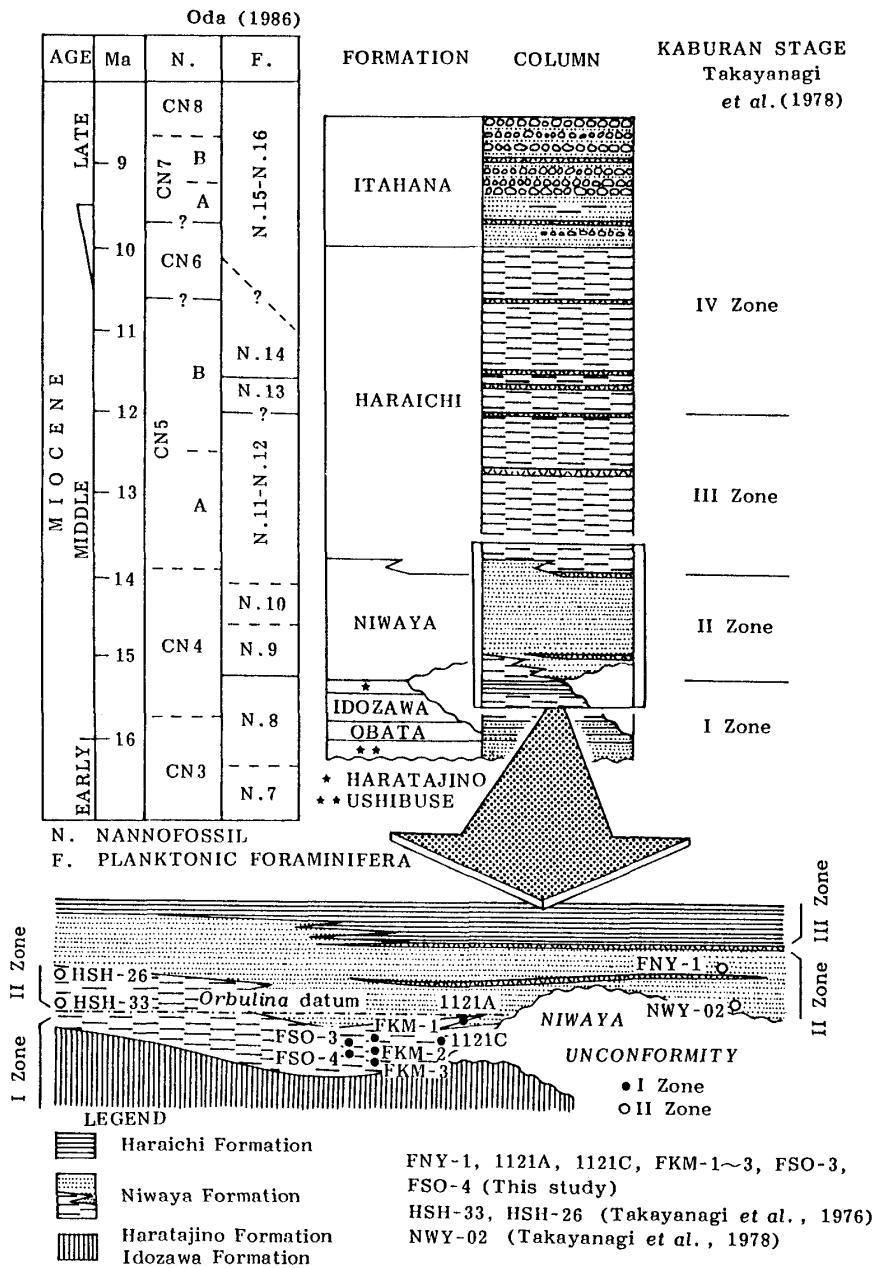


Fig. 6. Generalized stratigraphic column and section with the position of sample sites.

talia peripheroronda Zone (Oda, 1977) の上半部が不整合によって失われていると考えた。

今回、庭谷層を中心に有孔虫化石による検討を行った結果、*Orbulina suturalis* は庭谷層上部の FNY-1 には見られるが、星田地域における庭谷層下部の 1121A・FKM-1・FSO-3 などには見られないことが判明した (Table 1)。高柳ほか (1978) が庭谷層で検討した II Zone を示す最下位の層準 NWY02 は塩畑堂凝灰岩の下位にあたるが、

この層準を不整合により追跡できない星田地域における I / II Zone の境界は、庭谷から星田地域に追跡される塩畑堂凝灰岩よりある程度下位、おそらく庭谷層下部のシルト岩と上部の凝灰質砂岩との境界付近に求めるのが妥当である。ところで、Takayanagi et al. (1976) が上黒岩地域において *Orbulina* 属の出現を認めた HSH-33 付近の層準はシルト岩からなり、星田地域のシルト岩と岩相的に一連である。前述したように庭谷層下部のシルト岩と上部の凝灰

質砂岩は指交関係にあり、庭谷層の下部と上部の境界は、I/II Zoneの境界で示される時間面と斜交する。すなわち、星田地域で砂の堆積が始まった時にはまだ上黒岩地域ではシルトの堆積が続き、砂の堆積は星田地域から徐々に西方に移動していったと解釈される (Fig. 6)。

V. 地質構造

A. 大構造

本地域の新第三系は大局的には北東傾斜を示すが、庭谷層より下位の地層はNW-SE方向を長軸とする隆起帯を形成し、複雑な地質構造を呈する。

以下、互いに関連している地質構造をまとめ、(1)三波川結晶片岩の北限の断層 (F 16) とそれに関連した断層群、(2)大沢川・土合川地域の褶曲と断層、(3)大山・星田付近の地質構造、(4)F 6断層(高田-田篠断層)および(5)南北性断層に分けて説明する。

(1) 三波川結晶片岩の北限の断層 (F 16) とそれに関連した断層群

F 16 とそれに関連した東西性の断層の破碎帯を直接観察できる露頭は少ないが、野上川上流の日向付近では三波川結晶片岩の断層角礫を含む破碎帯が観察される。また、大塩貯水池湖岸においては、新第三系分布地域中に破碎された石墨片岩が断層に挟まれて露出している。その他、いくつかの東西性の断層破碎帯がみられるが、いずれも断層面は北に約 50° 前後で傾斜する。また、これらの断層の北側の地層は背斜構造を呈する (A 16-A 20)。神野原南方の鐫川河岸においては、花崗岩と神野原礫岩が北傾斜の断層 (F 19) で接する。その東方の富岡市高瀬大島付近には圧碎された花崗岩が観察され、これを不整合におおう小幡層が花崗岩を取り巻くように分布する。さらに東方では、和合橋凝灰岩が東西性の断層 (F 19) によって繰り返し露出する。これらの断層に挟まれた地域の地層は背斜構造を形成し南北に短縮していることから、これらの断層は衝上断層であると考えられる。なお、鐫川団研グループ(1985)はF 16を牛伏山衝上断層と名付け、三波川結晶片岩の分布域に牛伏層のクリッペを認めている。

(2) 大沢川・土合川地域の褶曲と断層

大沢川地域は調査地域の中でもっとも変形が著しい。この地域の断層の走向や褶曲軸は、NW-SE方向に一定している。本地域における典型的な褶曲構造 (S 4) の褶曲軸を求めると、 $N63^\circ W$ の方向で軸傾斜

は $10^\circ NW$ である。また、土合川における庭谷不整合より下位の地層の褶曲軸は、 $N43^\circ W$ で $30^\circ SE$ に軸傾斜する。さらに、大沢川にみられる大断層は逆断層ないし衝上断層であり、これらの断層の走向は褶曲軸の方向と一致することから、この地域の変形構造はNE-SW方向の側方圧縮応力場のもとで地層が座屈褶曲したものと考えられる。

(3) 大山・星田付近の地質構造

大山付近の和合橋凝灰岩は南西に急傾斜しており、その下位の砂岩シルト岩互層は塩畑堂付近で北東に傾斜していることから、大山と塩畑堂の間の地域の庭谷不整合より下位の地層は、背斜構造 (A 9) を形成していると考えられる。背斜北翼に位置する部分の和合橋凝灰岩は、庭谷層上部におおわれていると考えられる。また、和合橋凝灰岩の南西側に露出する原田篠層中には、 $N19^\circ W, 47^\circ NE$ の軸面を有する波長1mの小褶曲が発達し、その付近の地層は著しく破碎されている。これらのことから、小幡層・井戸沢層および原田篠層は軸面が北東へ傾斜した背斜構造をなし、その南翼が衝上断層で切られていると考えられる。

庭谷不整合より上位の地層は下位の地層にくらべ変形はゆるいものの、大山付近では下位の地層の構造に調和的に緩く褶曲する。また、星田以西においても庭谷層下部は褶曲しているが、下位の地層ほどの変形は認められない。さらに、曾木付近では庭谷層下部はNW-SE方向に褶曲軸をもつ複背斜構造を形成する。一方、星田付近に認められるNW-SE、 $70^\circ NE$ の面を有する断層 (F 4) は、断層近傍の地層の引きずり褶曲の形態から逆断層として活動したと判断されるが、動きのセンスからその後正断層として再動したと考えられる。

(4) F 6断層(高田-田篠断層)

原田篠付近においては、原田篠層はS 13向斜の北翼でF 6断層(高田-田篠断層)によって切られ、庭谷層上部と接する。ここでは幅およそ7~8mの破碎帯が観察され、断層面は南へおよそ 70° 傾斜している。原田篠凝灰岩を追跡した結果、本断層のセンスは右横ずれであると考えられる。和合橋凝灰岩についても同様の変位が認められる。なお、庭谷層上部が本断層によって切られていることから、F 6断層の活動時期は庭谷層上部堆積以後に求められる。

(5) 南北性断層

本地域には数条の南北性断層が認められる。そのうちのいくつかは逆断層である。大沢川上流の F 18 断層は西に約 60° で傾斜する逆断層である。また、富岡市東部を南北に横断する F 3 断層は、井戸沢付近においては西傾斜 50° の逆断層として原田篠凝灰岩に約 20m の変位をもたらし、さらに段丘礫層の基底部をも約 20cm 変位させている。

B. 小構造形態 —とくに小断層について—

富岡市南方から造石までの鍋川流域は、本地域においてもっとも露出状況がよいため、可能な限り小断層に関する資料を採取した。このルートでは、小幡層・原田篠層および庭谷層が露出し、地域によって岩相および地質構造を異にするので、以下の 5 地域に分けて説明する。

HT …… S 13 向斜を中心として、原田篠層が分布する地域。

SNY …曾木付近において、庭谷層上部が分布する地域。

SO …… 曾木から星田にかけて、庭谷層下部が複背斜構造を形成して分布する地域。

OY …… 大山付近において、小幡層が分布する地域。

NNY …庭谷層から造石にかけて、庭谷層上部が分布する地域。

測定した小断層は、その断層面が開離していることが多いが、いわゆる面なし断層も見られる。断層面には条線が残されている場合もあるが、これは後述で述べる応力軸から求めた net slip の方向と必ずしも一致しない。そして、ひとつの断層面に複数の異なる方向の条線がみられることもあり、条線から変位の方向を一義的に決めることはできない。しかしながら、層理面や凝灰岩薄層によって走向隔離・垂直隔離・層位学的隔離で表される変位量を知ることができる。変位量数 cm から数 10cm の断層が多いが、変位が数 m 以上の断層も認められる。

Fig. 7 は、断層面の極の密度分布をコンターダイアグラムとしてシュミットネットに表現したものである。これによると、HT 地域ではほとんどが南北性の小断層で、これらはほとんどすべてが正断層である。また、SNY 地域では東西性の小断層も認められるが、南北性のものが卓越する。これらもほとんどすべてが正断層である。SO 地域においてもやはり南北性の正断層が卓越している。さらに NNY 地域の小断層はその走向が NE-SW に変わるが、ほとんどすべてが正断層である。

ところで、露頭で認められる孤立したひとつの小

断層は見かけの変位を知ることができても、その運動像すなわち net slip の方向まで知ることはできない。しかし、共役な複数の小断層から主応力軸の配置を求めることができる(平山・垣見, 1965)。さらに net slip の方向も知ることができる。応力軸は圧縮を正として、最大主応力軸を σ_1 、中間主応力軸を σ_2 、そして最小主応力軸を σ_3 とした。共役小断層から主応力軸の配置を求めるとすべて正断層として活動したと判断されるので、Fig. 7 の各地域で示されるふたつの最大集中部をその地域の平均的な共役断層の極と考え、その主応力軸配置および σ_2 と σ_3 の応力軌跡を描いた (Fig. 8)。測定数は少ないが鍋川ルート以外の地域でも正断層を確認し、共役セットから主応力軸配置を求めた (Fig. 9)。なお、共役セットとしては認識できないが、この系統と考えられる正断層は板鼻層まで認められる。

庭谷不整合より下位の地層が分布する OY 地域では、高角小断層とともに低角小断層も多数認められる。この地域の地層は著しく変形しており、認められる小断層の大部分が逆断層である。大沢川中流の神保付近に認められる逆断層から求められた主応力軸配置は σ_1 が NE-SW、 σ_2 が NW-SE 方向であり、両者はほぼ水平である (Fig. 9)。ところで、これらの小断層は S 4 向斜の軸部に多くみられ、 σ_2 の方向が S 4 向斜の褶曲軸にほぼ一致することから、S 4 向斜と小逆断層は密接な関係にあると考えられる。すなわち、NE-SW 方向の圧縮によりこれらの構造が形成されたのであろう。先にも述べたように、OY 地域の褶曲構造の方向は S 4 向斜に代表されるので、大沢川地域に発達する褶曲群は、これらの小逆断層によって示される応力場で形成されたものと考えられる。

以上のことから考察すると、逆断層は庭谷不整合より下位の地層に発達する褶曲構造の形成にともなって、NE-SW 方向の側方圧縮により形成されたと考えられる。一方、正断層は庭谷不整合をはさんで板鼻層まで認められることから、これらの正断層の活動時期は板鼻層堆積後に求められる。

C. 庭谷不整合の形成過程

庭谷不整合より下位の地層の構造は、より上位の地層に比べ著しく複雑である。庭谷不整合形成時期の地質構造を知るために、上位の地層を水平に戻すことにより下位の地層の構造を補正した。その結果、大山から大沢川下流にかけての地域では、下位層の褶曲軸の方位と軸傾斜はほとんど変わらないが、土

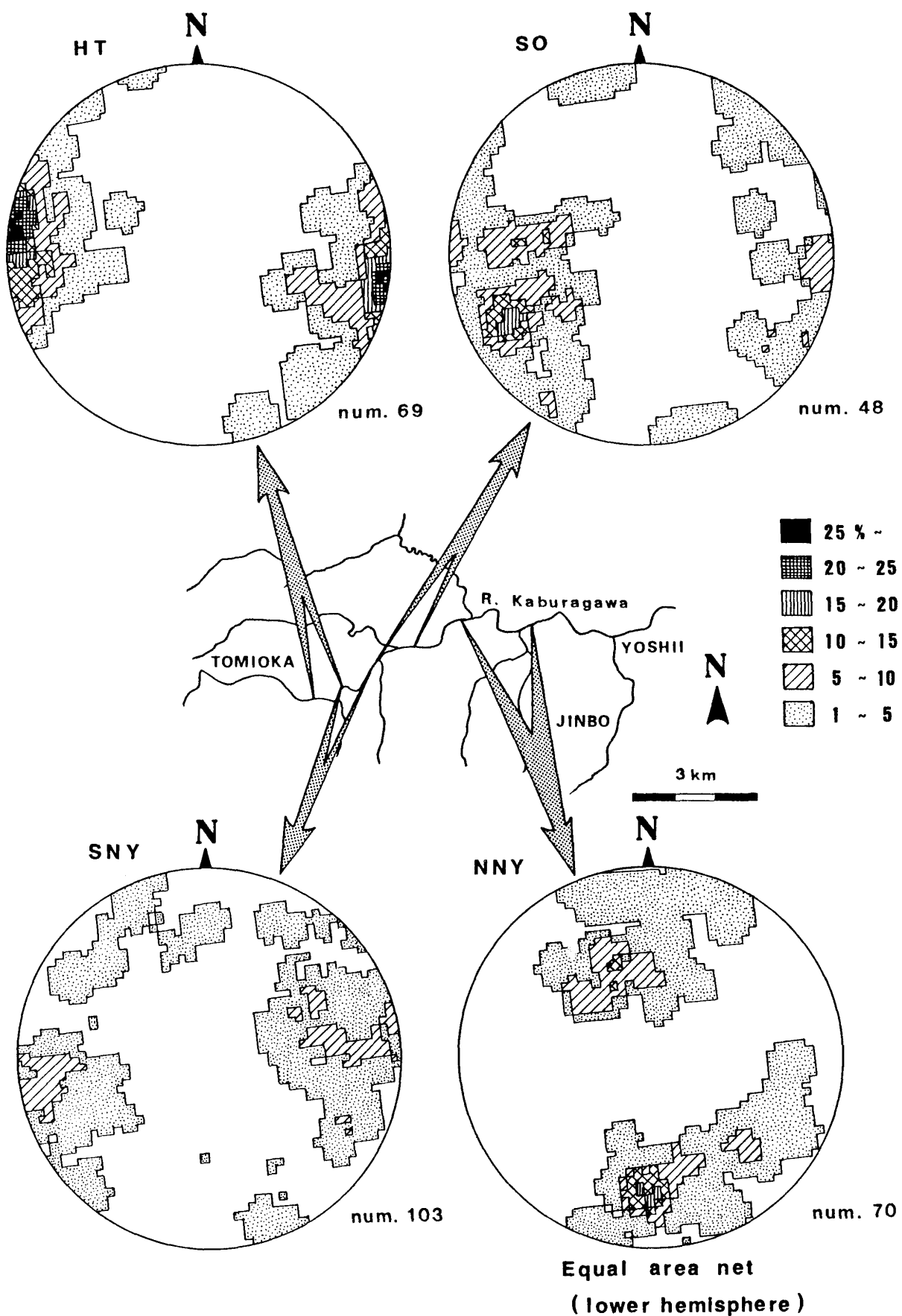


Fig. 7. Contoured frequency diagram of poles of minor faults.

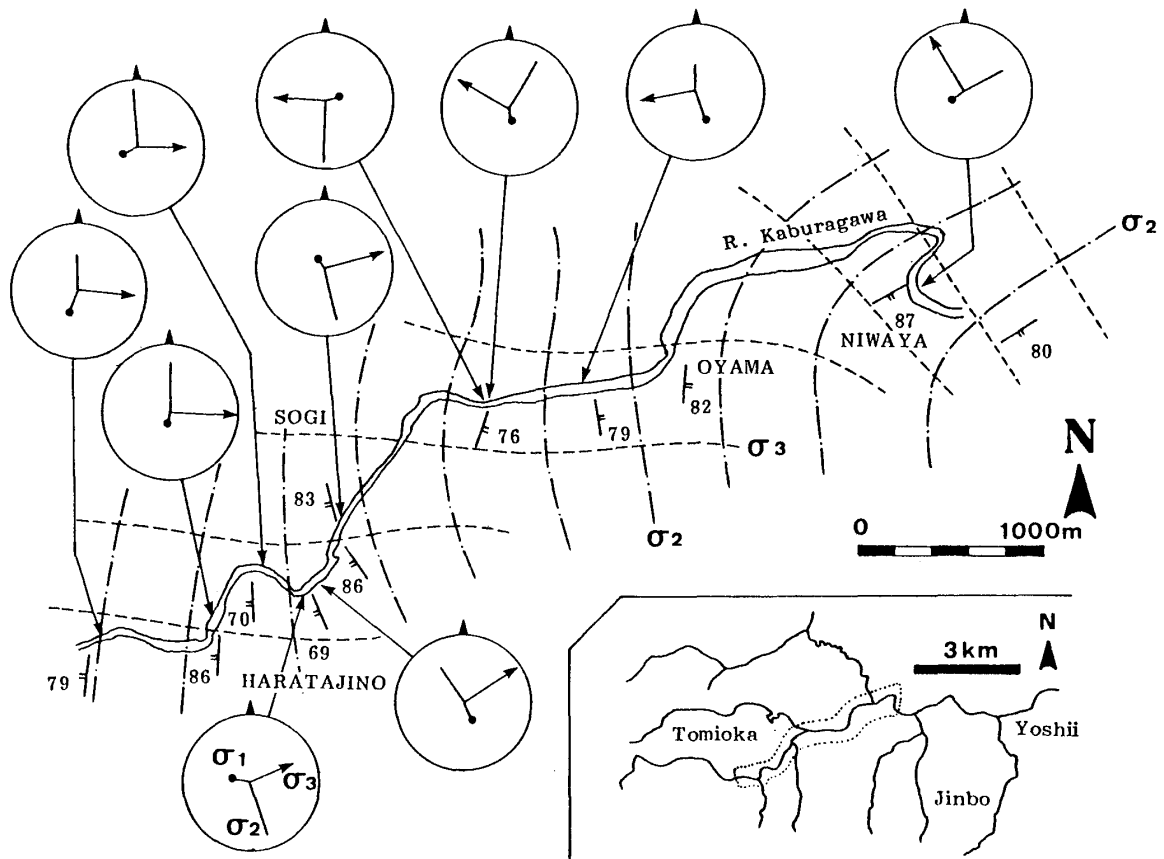


Fig. 8. The principal stress and stress trajectories deduced from conjugate minor faults in the central part of the study area.

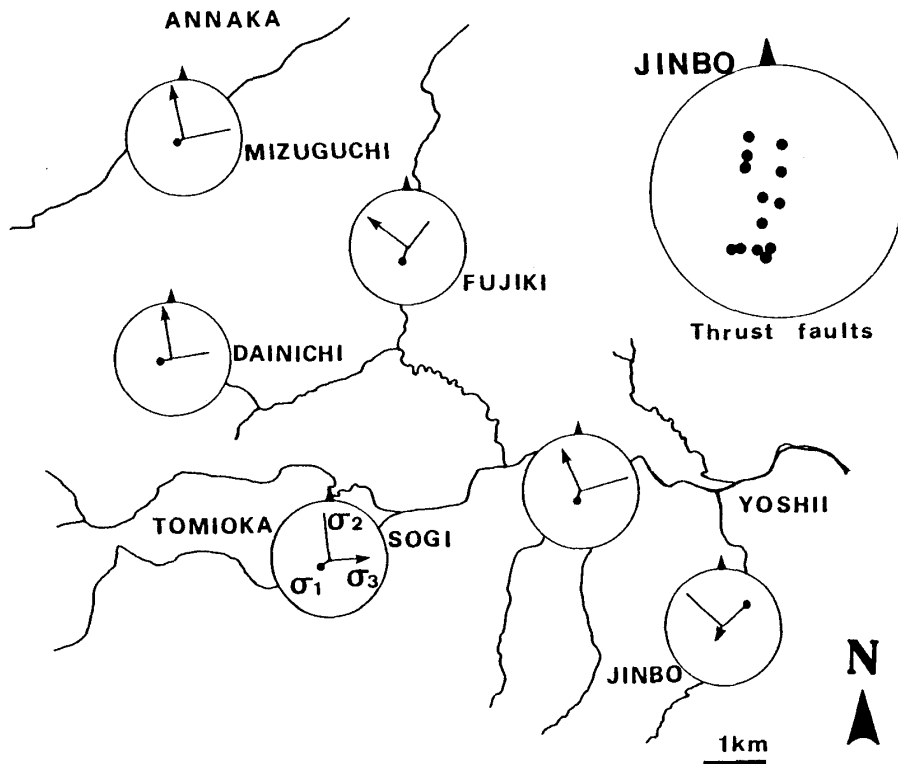


Fig. 9. The principal stress deduced from conjugate minor faults in the Takasaki district and point diagram of poles of minor thrust faults in the Jinbo area.

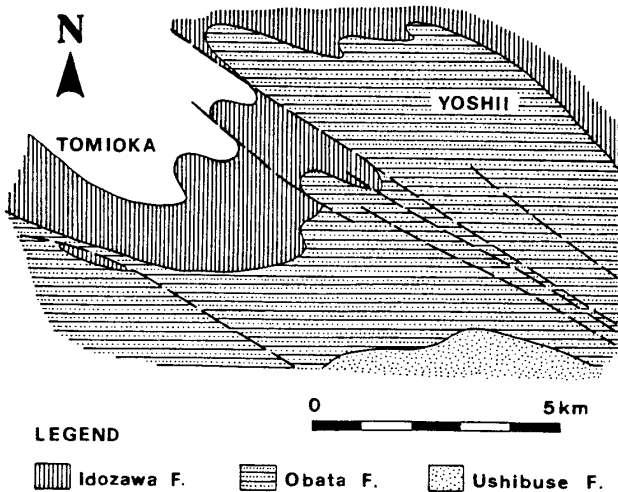


Fig. 10. Restored geologic map at the time of zone N.9.

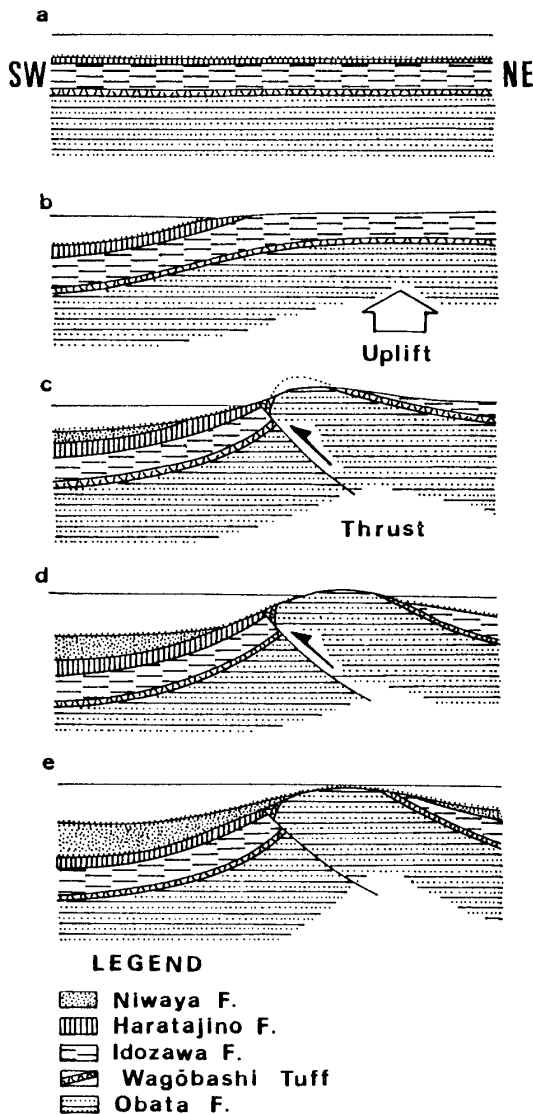


Fig. 11. Generalized developmental process of the Niwaya Unconformity. Folds and reverse faults were formed under NE-SW compressional deformation.

合川流域では褶曲軸の方位は西方地域の褶曲構造と調和的になり、軸傾斜も緩くなる。さらに、庭谷層堆積後に活動した断層も元に戻し、庭谷不整合形成以前の水平断面図を作成した (Fig. 10)。この結果、吉井付近の隆起帯の形態が明らかとなる。

つぎに原田篠層の堆積時から庭谷層上部の堆積時までの各時期における模式断面を Fig. 11 に示す。まず、原田篠層堆積時 (a) に東部地域において隆起が始まり、隆起部が削剝された。一方、西部地域ではシルトの堆積が継続した (b)。さらに隆起帯において衝上断層が形成され、小幡層まで削剝された (c)。この間西部地域では堆積が継続していたが、その後衝上断層の東部においても堆積が始まり、隆起帯にむかって砂がオーバーラップした (d)。さらにこれらの地層をおおように砂が全域に堆積した (e)。東部地域を隆起させ地層を著しく変形させた運動はこの時期に終了した。小断層の解析結果および褶曲構造の形態から、庭谷層基底の不整合を形成した運動は、NE-SW 方向の圧縮応力場のもとで生じたと考えられる。また、この運動の時期は、Blow (1969) の Zone N.9 であり (Fig. 6)、西南日本が時計回りに回転し日本海が形成された時期 (14.9Ma: Otofuji *et al.*, 1985) にほぼ等しい。

VI. 地質構造発達史

調査地域においては、新第三紀堆積盆の発生時期の運動について何ら手がかりが得られないが、牛伏層から井戸沢層にむかって堆積物の粒度が小さくなる傾向があり、海進が進んでいたと考えられる。牛伏層にはアルコース質砂岩が卓越するが、現在隣接する三波川帯や秩父帯にその供給源を求めることはできない。関東山地北東部に領家帯の花崗岩類が報告されており (高木・長濱, 1987)、かつて花崗岩類が広く露出している、アルコースを供給したのかも知れない。あるいは、先中期中新統と考えられている寄居層 (渡部ほか, 1950) や栃谷層 (小勝ほか, 1970) 相当層中のアルコース質砂岩の再堆積の可能性も考えられる。

小幡層堆積時 (Zone N.8 期) には砂岩泥岩互層よりなるタービダイトが堆積した。堆積の場は上部漸深海帯～中部漸深海帯であった。井戸沢層堆積時になると堆積速度が小さくなり、原田篠層堆積時には砂質シルトが堆積した。原田篠層は大山付近においてのみ粗粒であることから、この時期に東部地域の隆起運動が始まったと考えられる。

さらに庭谷層堆積時 (Zone N.9～N.10 期) になる

と、隆起を伴う褶曲運動が激しくなり、背斜部で下位層が削剝され部分不整合が形成された(庭谷不整合)。一方、この間西部地域ではシルトの堆積が継続し、不整合は形成されなかった。この時期の応力場はNE-SW方向の圧縮場であり、褶曲構造とともに衝上断層が形成された。しかし間もなく隆起帯付近も海進をうけ、砂がオーバーラップして堆積した。

原市層の堆積時になると、再び平穏な時期をむかえた。原市層の年代はZone N.10~N.14であるが、積算層厚は550mであり非常に堆積速度が小さかった。その後海退期をむかえ、板鼻層の礫および砂が堆積した。そして後期中新世には完全に陸化した。

庭谷不整合より上位の地層は大局的に北東に緩く傾斜し、ほとんど変形を被っていない。一方、庭谷不整合より下位の地層は著しく変形していることから、本地域において最も大きなテクトニック・イベントは、庭谷不整合の形成である。

VII. 結 論

- (1) 群馬県高崎・富岡地域の中新統を調査し、下位より牛伏層・小幡層・井戸沢層・原田篠層・庭谷層・原市層および板鼻層に区分した。庭谷層と下位層は部分不整合関係にある。
- (2) 庭谷層基底の不整合を庭谷不整合(Niwaya Unconformity)と命名した。庭谷不整合は、NE-SW方向の圧縮応力場のもとで地層が座屈褶曲し、背斜部が削剝されて形成された。この不整合形成時期はBlow (1969)のZone N.9であり、西南日本が時計まわりに回転し、日本海が形成された時期(14.9Ma: Otofujii *et al.*, 1985)にほぼ等しい。
- (3) 庭谷不整合形成時期以降の応力場はE-WないしNW-SE方向の弱い引張場であり、地層はほとんど変形しなかった。

引用文献

- 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*, v. 25, no. 5, p. 219-226.
- 秋元和實・長谷川四郎, 1989, 日本近海における現生底生有孔虫の深度分布—古水深尺度の確立に向けて—. *地質学論集*, no. 32, p. 229-240.
- 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 洸・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*, no. 83, p. 8-24.
- Blow, W. H., 1969, Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *In*: Brönnimann, P., and Renz, H. H., Eds., *Proc. First Intern. Conf. Planktonic Microfossils*, v. 1, p. 199-421, E. J. Brill, Leiden.
- Chiji, M. and Konda, I., 1976, On Japanese Middle Miocene stage. *First Intern. Congress Pacific Neogene Stratigraphy, Abstract of Papers*, p. 46-49.
- 千地万造・紺田 功, 1978, 富岡層群および西八代層群・静川層群の浮遊性有孔虫による生層序—カブラン階についての考察—. 「日本の新生代地質」池辺展生教授記念論文集, p. 73-92.
- 藤本治義・小林 学, 1938, 群馬県碓氷川及び鐫川流域の第三紀層に就いて. *地質学雑誌*, v. 45, no. 533, p. 205-226.
- 福田 理, 1964, 藤岡層序試錐(予報)~坑井地質を中心として—. *地質ニュース*, no. 114, p. 1-10.
- 平山次郎・垣見俊弘, 1965, 地層中の応力場の解析法とその実例について. *地球科学*, no. 78, p. 23-31.
- Hyodo, H. and Niitsuma, N., 1986, Tectonic rotation of the Kanto Mountains, related with the opening of the Japan Sea and collision of the Tanzawa Block since Middle Miocene. *Jour. Geomag. Geoelectr.* v. 38, no. 5, p. 335-348.
- 石和田端章, 1948, 群馬県碓氷部附近の瓦斯鑛床. *石油技協誌*, v. 13, no. 4, p. 41-50.
- 鐫川団体研究グループ, 1985, 関東山地北縁から牛伏山衝上断層(新称)の発見. *地質学雑誌*, v. 91, no. 5, p. 375-377.
- 金子 稔, 1976MS, 群馬県富岡市西部の地質. 東北大地質古生物卒論.
- 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. 群馬大教育学部紀要(自然科学編), v. 17, p. 7-19.
- Kasuya, M., 1987, Comparative study of Miocene fission-track chronology and magneto-biochronology. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd Ser. (Geol.)*, v. 58, no. 1, p. 93-106.
- 小池美津子・武井暁朔・下野敏弘・町田二郎・秋元和実・橋屋 功・吉野博厚・平社定夫, 1985, 岩殿丘陵の中新統・都幾川層群. *地質学雑誌*, v. 91, no. 10, p. 665-677.
- 小勝幸夫・小林洋二・渋谷 紘・武井暁朔・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. *地質学雑誌*, v. 76, no. 9, p. 421-431.
- Konda, I., 1980, Benthonic foraminiferal biostratigraphy of the standard areas of Middle Miocene in the Pacific side province, central Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. Geol. and Mineral.*, v. 47, no. 1, p. 1-42.
- 小坂和夫, 1979, 関東山地北東縁部付近の白亜紀以降の断層運動史. *地質学雑誌*, v. 85, no. 4, p. 157-176.

- 久保誠二・角田寛子, 1970, 群馬県南西部に分布する神戸砂泥互層の砂岩. 地質学雑誌, v. 76, no. 7, p. 337-346.
- ・———, 1973, 群馬県高崎市西方に分布する板鼻層の堆積サイクル. 地質学雑誌, v. 79, no. 10, p. 687-697.
- Matsumaru, K., 1967, Geology of the Tomioka area, Gunma Prefecture, with a note on "*Lepidocyclina*" from the Abuta Limestone Member. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd Ser. (Geol.)*, v. 39, no. 2, p. 113-147.
- 松丸国照, 1977, 関東山地北縁～北東縁の新第三系の層序. 地質学雑誌, v. 83, no. 4, p. 213-225.
- 水野文夫, 1961MS, 群馬県高崎市西方丘陵地域の第三系に就いて. 東北大地質古生物卒論.
- 中村正芳・高崎地学愛好会, 1989, 群馬県西部碓氷川下流域の第四系—野殿集塊岩層の再検討—. 日本地質学会第96年学術大会講演要旨, p. 276.
- Niitsuma, N. and Matsuda, T., 1985, Collision in the South Fossa Magna area, central Japan. *Rec. Progress, Natural Sci., Japan*, v. 10, p. 41-50.
- 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, no. 14, p. 127-131.
- ・秋間団体研究グループ, 1981, 関東平野北西縁の地質. 地質学論集, no. 20, p. 161-167.
- Oda, M., 1977, Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Late Cenozoic sedimentary sequence, central Honshu, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd Ser. (Geol.)*, v. 48, no. 1, p. 1-76.
- 尾田太良, 1986, 新第三紀の微化石年代尺度の現状と問題点—中部および東北日本を中心として—. 北村 信教授退官記念論文集, p. 297-321.
- 織山 純, 1976MS, 群馬県富岡市東方地域の地質, 東北大地質古生物卒論.
- Otofuji, Y., Hayashida, A. and Torii, M., 1985, When was the Japan Sea opened?: paleomagnetic evidence from Southwest Japan. *In*: Nasu, N., Uyeda, S., Kushiro, I., Kobayashi, K. and Kagami, H. (eds), *Formation of Active Ocean Margins*, p. 551-556, Terrapub, Tokyo.
- 柴田 賢・内海 茂・中川忠夫, 1979, K-Ar 年代測定結果—1. 地質調査所月報, no. 30, p. 675-686.
- 高木秀雄・長濱裕幸, 1987, 関東山地北東縁部比企丘陵の領家帯, 地質学雑誌, v. 93, no. 3, p. 201-215.
- 高橋雅紀, 1987, 東北本州弧南部, 水上—高崎—秩父間の新第三紀テクトニクス. 日本地質学会第94年学術大会講演要旨, p. 202.
- Takahashi, M., and Nomura, S., 1989, Paleomagnetism of the Chichibu Quartz Diorite —Constraints on the time of lateral bending of the Kanto Synaxis—. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, v. 41, no. 5, p. 479-489.
- Takayanagi, Y., Oda, M., Hasegawa, S., Honda, N., Maruyama, T. and Funayama, M., 1984, Some Middle Miocene planktonic microfossil datum planes in northern Honshu, Japan: Their paleoceanographic implications. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, v. 46, p. 71-84.
- 高柳洋吉・酒井豊三郎・尾田太良・高山俊明・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), p. 93-111.
- Takayanagi, Y., Takayama, T., Sakai, T., Oda, M. and Kitazato, H., 1976, Microbiostratigraphy of some Middle Miocene sequences in northern Japan. *In*: Takayanagi, Y. and Saito, T. (eds), *Progress in Micropaleontology: Selected papers in honor of Prof. Kiyoshi Asano*, p. 356-381, Micropaleontology Press, New York.
- 渡部景隆, 1952, 関東山地北縁部第三紀層に見られる部分不整合. 地質学雑誌, p. 93-111.
- ・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. 秩父自然科学博研報, no. 1, p. 93-145.
- 矢口裕之, 1989, 榛名火山北西麓の中部更新統. 日本地質学会第96年学術大会講演要旨, p. 277.

Miocene formations in the Takasaki district, central Japan
—With special reference to the developmental
process of the Niwaya Unconformity—

Masayuki Oishi and Masaki Takahashi

Abstract Miocene formations in the Takasaki district are distributed along the northern margin of the Kanto Mountains. These Miocene strata unconformably overlie pre-Neogene granitic rocks, the Kanohara Conglomerate and the Kottateyama Tuff and are in fault contact with the Sanbagawa metamorphic rocks. This series is divided into the following seven units, in ascending order: Ushibuse Formation (400m+thick), Obata Formation (900m), Idozawa Formation (450m), Haratajino Formation (40m), Niwaya Formation (400m-), **Haraichi Formation (550m) and Itahana Formation (1200m)**. The Niwaya Formation overlies the Haratajino, Idozawa and Obata Formations with partial unconformity.

Miocene tectonic evolution in this area is summarized as follows. In the early Middle Miocene (zone N.8), arkosic sand and silt were deposited in an upper~middle bathyal environment (Konda, 1980). At the time of zone N.9, the Takasaki area underwent NE-SW shortening deformation: reverse faulting and folding. Many minor faults formed in this time show NE-SW trending σ_1 . The eastern part of the study area was uplifted on account of this deformation and the crests of the folded strata were eroded to form the Niwaya Unconformity. While in the western area, sedimentation continued during this period. This unconformity seems to have progressed in association with the opening of the Japan Sea (14.9Ma: Otofujii *et al.*, 1985). In the middle to late Middle Miocene (zone N.10~N.14), sand and silt were deposited in a lower sublittoral~upper bathyal environment. The low sediment accumulation rate indicates slow subsidence of the Takasaki district. Many normal faults were formed during (or after) this period under E-W~NW-SE extensional stress field. In the late Middle Miocene time, coarse sand and gravel filled the shallow sea to lead to land areas accreting gradually.