

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 ——

本間 睦美*・藤田 至則**

On the Collapse Basin of Late Miocene in the Western
Part of Gunma Prefecture, Japan—— The Geological Study of the Upper Miocene Series
around Gorin-iwa ——

Mutsumi HONMA and Yukinori FUJITA

Abstract The upper Miocene series mainly consisting of pyroclastic rocks are well developed in the Gorin-iwa area, western part of Gunma prefecture, Japan.

Stratigraphic succession of the studied area is shown in Table 1.

The lacustrine Sakamoto formation unconformably overlies the mostly marine Yoshii and the Itahana formations, partly with a distinct relationship of high-angle abutting. Basal conglomerate of the Sakamoto formation is containing poorly sorted, angular to rounded pebbles and boulders. Angular clasts are amphibolite, rhyolite, chert and mudstone in lithology, which must have been derived either directly from the underlying formations or from the pre-Neogene series. Whereas rounded clasts may have been reworked from the conglomerate layer within the underlying Itahana formation.

These facts may strongly indicate that there existed highly rugged, steep mountains along the margin of the basin where the Sakamoto formation was deposited.

The authors further believe that the basin was caused by a collapse, although actual fault system has not been detected as yet.

はじめに

群馬県西部の利根川支流、霧積川^{きりぞみ}西方には、主として火山岩類よりなる上部中新統が分布している。飯島ほか(1958)は、この火山岩類を、霧積川北方に分布する火山岩類と一括して霧積累層とよび、それを碓氷川^{うすい}東方に分布する秋間累層(藤本ほか, 1938)と同時異相であるとした。また、霧積累層は、板鼻累層(藤本ほか, 1938)および秋間累層と、坂本において断層で接すると報告している。その後、周藤(1967, MS)や、秋間団研グループ(1971)によって、秋間累層とその下位にあたる板鼻累層との関係は、不整合関係にあることが指摘された。また、中野(1975, MS)により、霧積累層と板鼻累層が、アバットの不整合の関係で接していることが報告さ

れた。藤田(1973)は、霧積累層の基底の不整合は、陥没によって形成され、それは秋間累層基底の非陥没性の不整合にうつり変る可能性が大きいことを指摘した。

なお、本調査地域の東隣の地質については、秋間団研グループ(1975, 1976)、秋間団研グループ他(1976)の調査報告に、くわしく述べられている。

筆者らのうちの本間は、本地域における上部中新統の火砕岩類の層序をあきらかにし、とくに堆積盆地の縁辺部において、地質調査を進めた。また、本地域にみられる不整合現象についての吟味は、本間と藤田が共同で行った。

地質概説

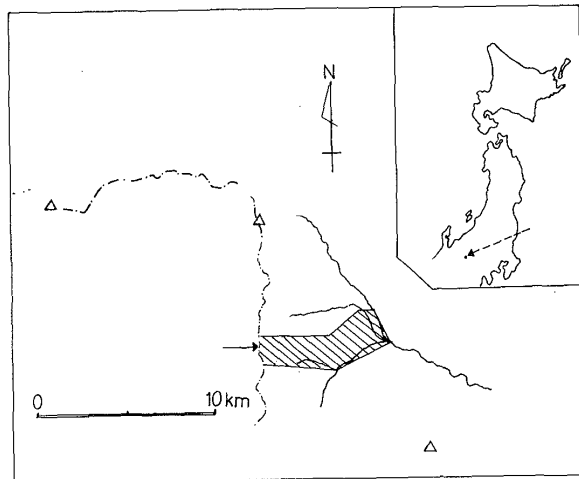
本調査地域は、群馬県西部妙義山系北部に位置する。北は霧積山系と接し、南は遠入川^{とおい}を境として裏妙義山系と接する。東限は碓氷川にある。

* 北海道大学理学部地質学鉱物学教室。

** 新潟大学積雪地域災害研究センター。

本地域南部には、中部中新統の吉井累層が東西方向に分布している。東部には、吉井累層の上位の板鼻累層が発達し、これら両層が、本地域における上部中新統の基盤岩類を構成している。

本地域中央部に位置する五輪岩を中心として発達する



第1図 調査位置図.

火砕岩よりなる地層は、従来、霧積累層の一部とされていた。これらの地層は、吉井累層、板鼻累層を不整合関係でおおっている。本報告では、霧積累層を2つの累層に細分し、下位より坂本累層・五輪岩累層と命名し、霧積累層とは同時異相の関係にあると認定した。五輪岩累層を下位より原部層・白首部層・矢ヶ崎山部層・五輪岩部層に4分した。さらに原部層を下位より、中荷場安山岩溶岩層、下部凝灰角礫岩層、上部凝灰角礫岩層に3分した。また、本地域の南部の妙義山地域には、原部層の下部凝灰角礫岩層と指交関係を示す妙義累層（周藤1967, MS）が分布する。

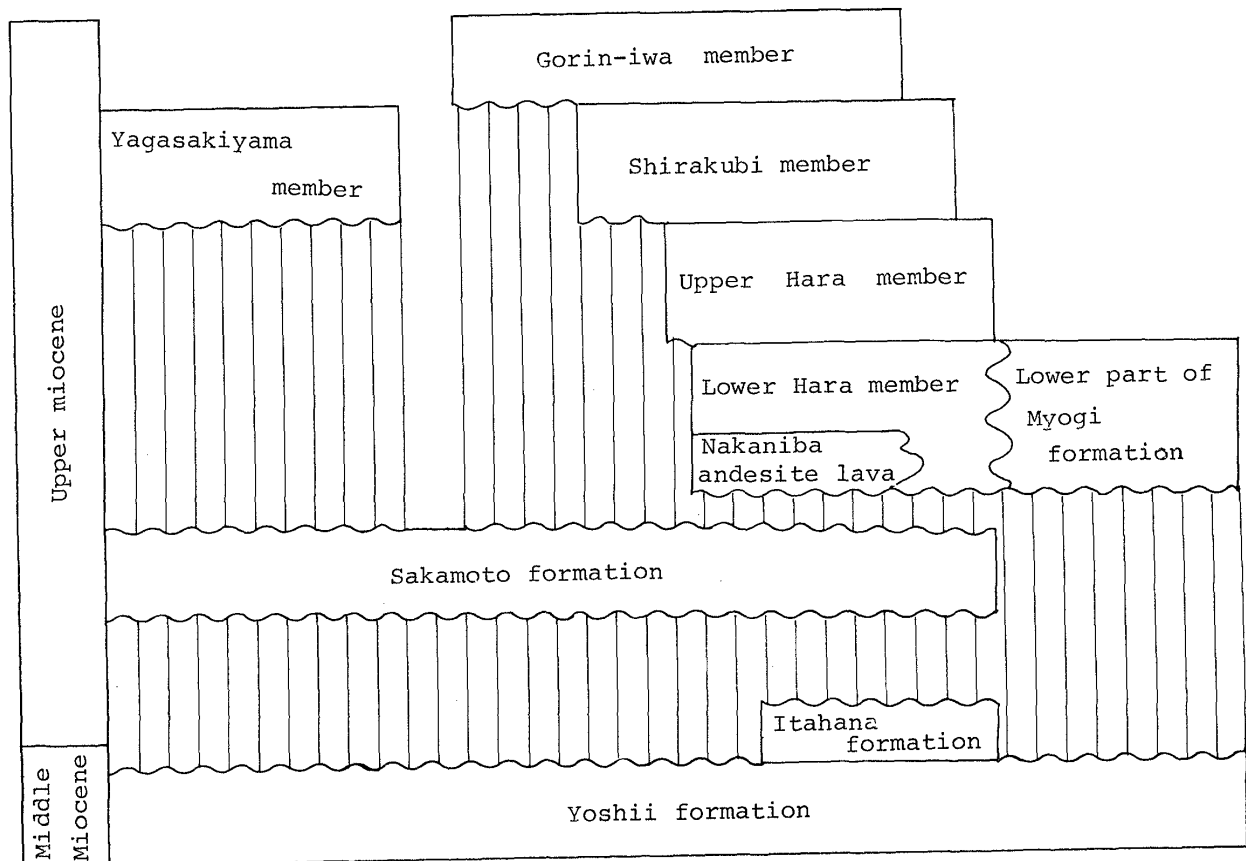
以下、各累層について、下位から順に記載する。

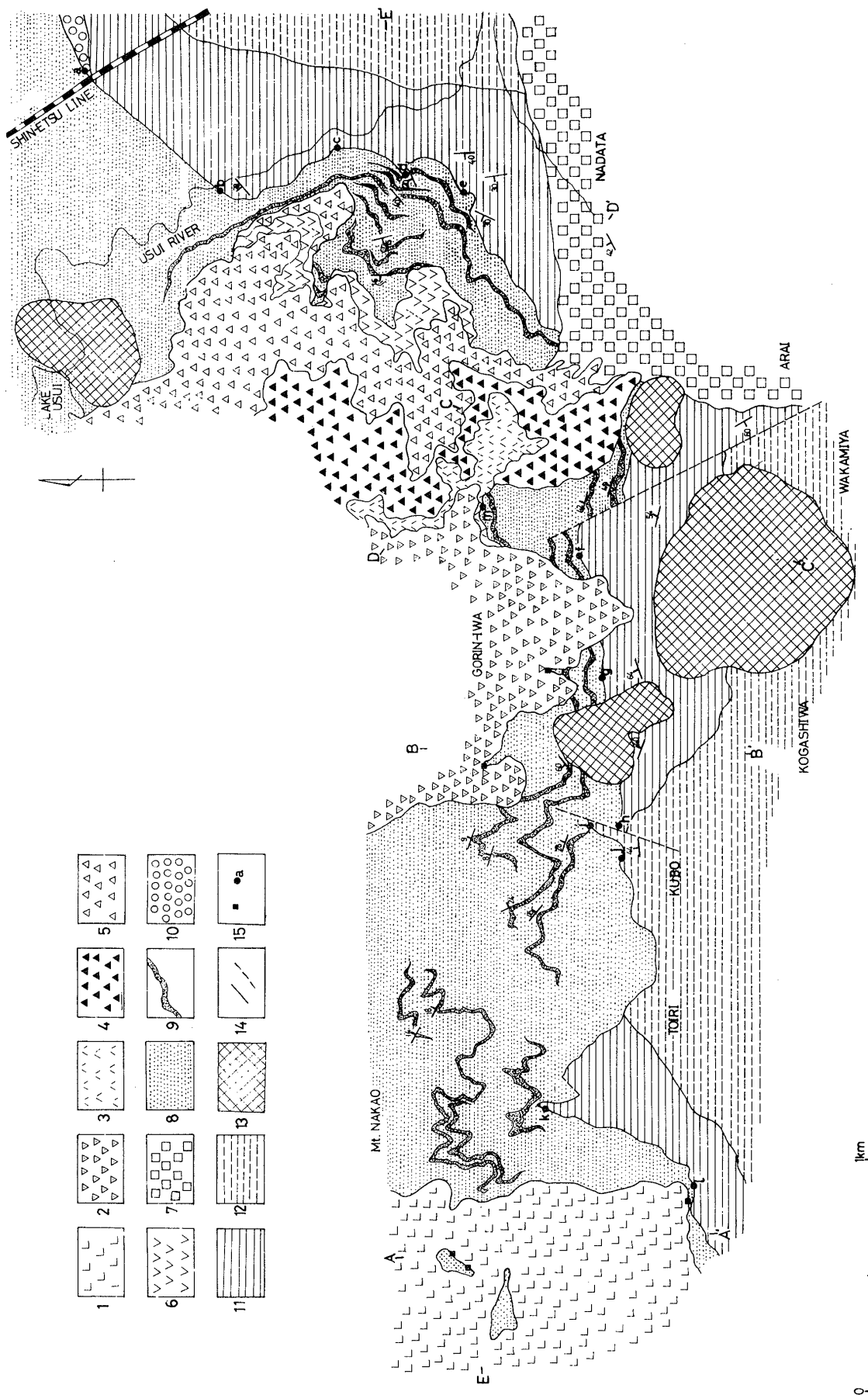
地質各論

1. 吉井累層

本累層は、碓氷バイパスぞいに東西方向に分布している。本累層は、下部凝灰岩部層と、上部泥岩部層に2分することができる。

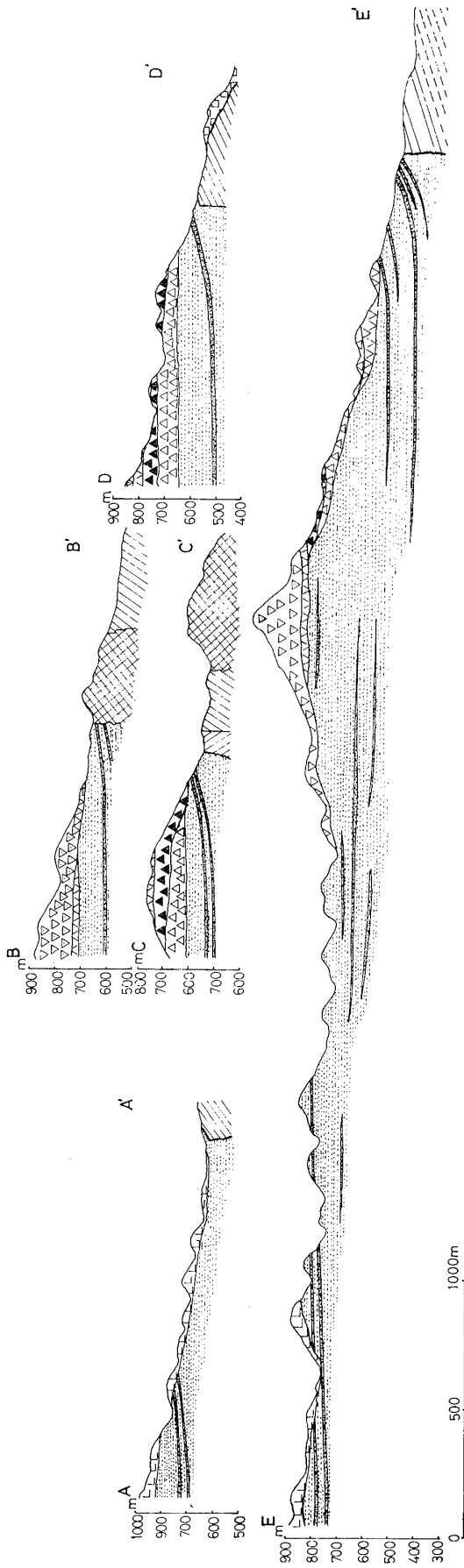
第1表 層序表 (Table 1).





第2図 地質図

1: 矢ヶ崎山部層, 2: 五輪岩部層, 3: 白首部層, 4: 原部層・上部凝灰角礫岩層, 5: 原部層・下部凝灰角礫岩層, 6: 中荷場安山岩溶岩層, 7: 砂義累層, 8: 坂本累層, 9: 坂本累層中の砂岩, ないしは, 凝灰岩層, 10: 板鼻累層, 11: 吉井累層・上部泥岩部層, 12: 吉井累層・下部凝灰岩層, 13: 貫入岩類, 14: 断層, 15: 丸印は, 坂本累層と吉井累層, または板鼻累層が接しているのが観察できる露頭位置, 四角印は, 五輪岩累層と坂本累層の境界が観察できる露頭位置.



第3図 地質断面図 (凡例は、地質図と同じである)。



第4図 霧積川鉄橋北における、不整合の露頭スケッチ (第2図, a地点)。

本累層の構造は、碓氷川付近では走向がNS、傾斜が 30° Eのほぼ単斜構造を示し、中央部入山付近では走向がEW、傾斜が 40° Nの単斜構造を示す。本累層の構造が、新井付近で急激に変化することと、その分布形態から、新井の西方に、南北方向の推定断層が想定される。また、本累層は、久保付近で、小さな背斜をなして南傾斜へと変る。

(1) 下部凝灰岩部層

模式地は、信越線横川駅西方の碎石場である。層厚は250m以上である。本層は、酸性砂質凝灰岩および泥岩

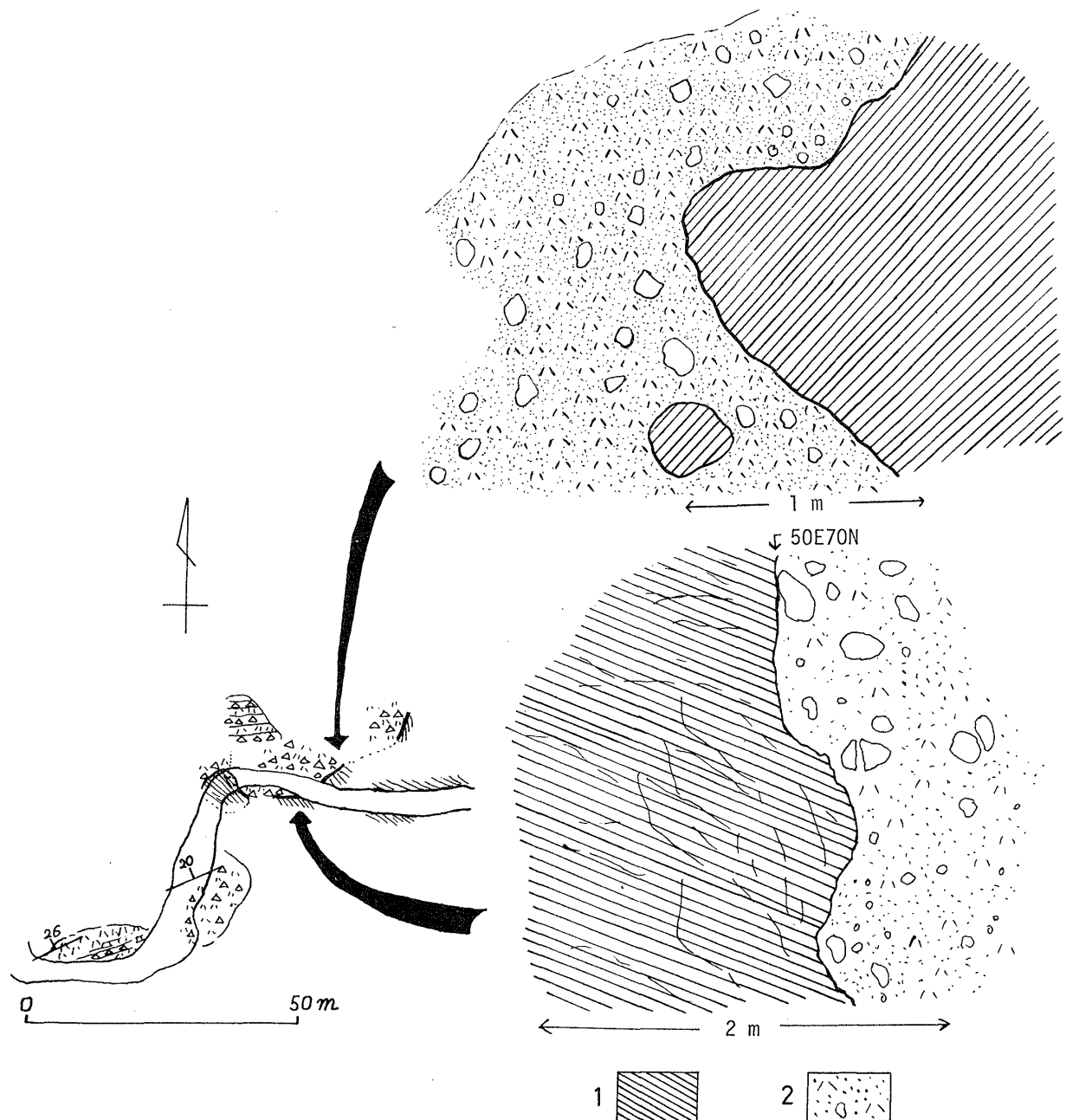
よりなる海成層である。本層の上部は、凝灰質泥岩と砂岩の互層をなしている。全般的に著しく変質している。

(2) 上部泥岩部層

模式地は難田北方の沢である。最大層厚は350mである。下位の下部凝灰岩部層とは漸移する。本層は砂質黒色泥岩よりなり、一般に塊状を呈する。一部には凝灰岩層が挟在している。最上部は砂泥互層である。

2. 板鼻累層

模式地は信越線霧積川の鉄橋付近である。層厚は15m以上である。下位の吉井累層とは整合漸移の関係にある。



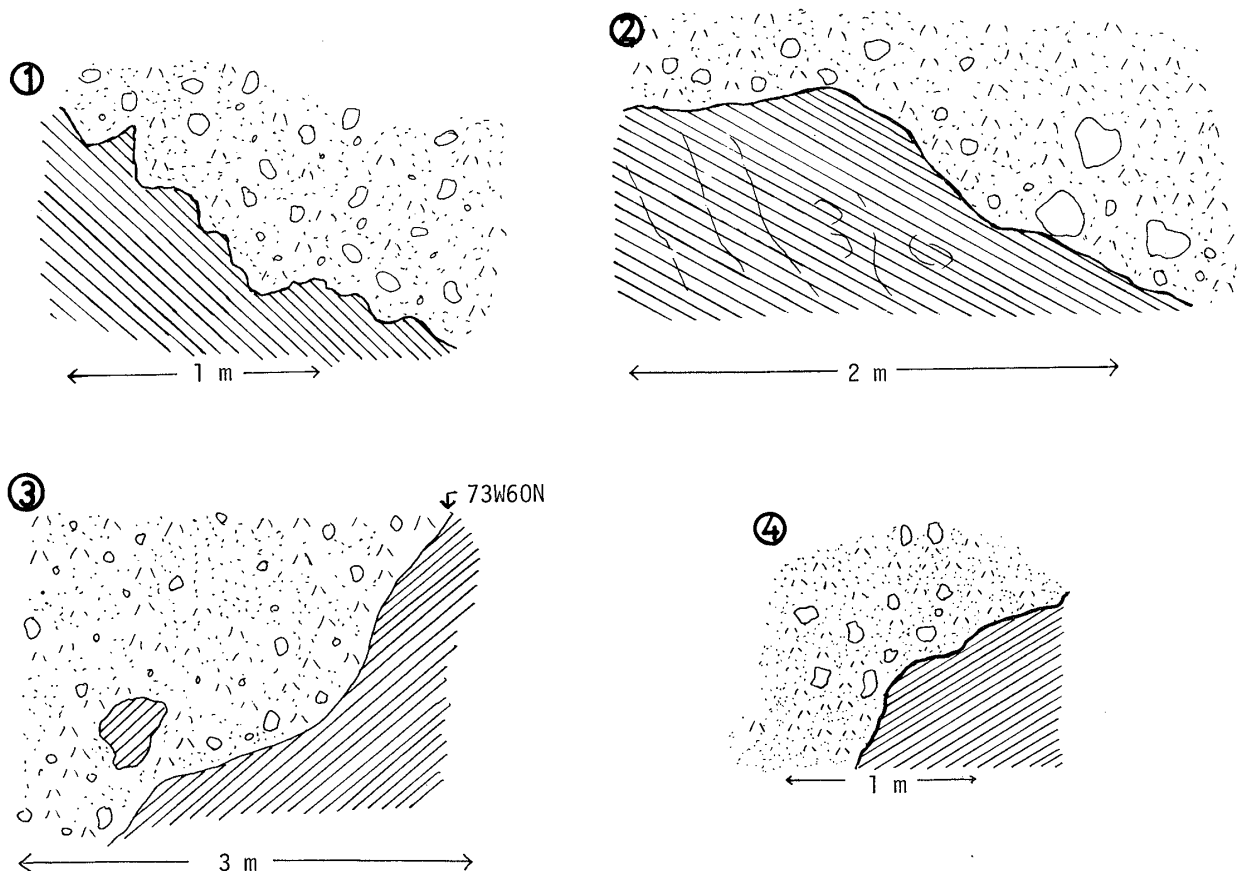
第5図 白首沢（第2図，d地点）における不整合の露頭のルートマップ，および，スケッチ。

本累層は砂岩・礫岩からなる。礫岩にみられる礫は、石英斑岩・チャート・頁岩・泥岩・砂岩・凝灰岩などのPebble~Cobble大の円礫からなる。

3. 坂本累層

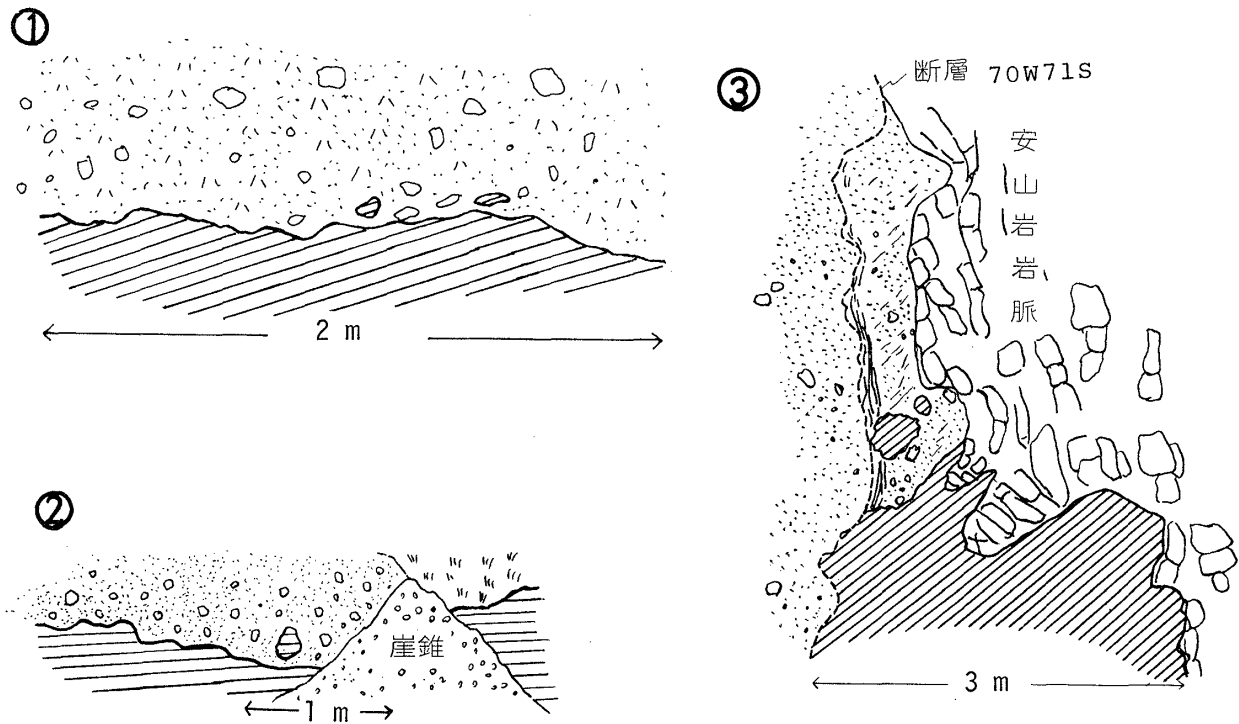
模式地は碓氷川坂本付近である。層厚は200~400mである。本累層と基盤岩との関係が直接、観察できる地点は10ヶ所ある。霧積川鉄橋付近(第2図, a地点)では、60°以上の高角度をなす基底面に対して、本累層がアバットの不整合関係を示しているのが観察できる(第4図)。この露頭では、本累層に径70~150cmの板鼻累層起源の角礫状の巨大ブロックが含まれている。碓氷川西方(第2図, d地点)においても、高角度をなす基底面に対して、本累層がアバットしている不整合関係が観察できる(第5図)。また、碓氷川本流ぞいの2地点(第2図, bおよびc地点)でも、アバットの不整合関係が観察できる(第6図-①)。上記の4地点、および、碓氷川ぞいで観察される本累層基底部には、一般に本累層堆積時に噴出した火山砕屑岩に由来すると思われる石英安山岩角礫

のほかに、円礫および角礫が含まれる。礫の大きさはまちまちで、きわめて淘汰度が低い。円礫には、チャート・石英斑岩・凝灰岩・砂岩・泥岩などがみとめられ、これらの円礫はすべて基盤の板鼻累層中の礫岩を構成する円礫を、直接の起源とするとみられる。また、角礫には、角閃岩・流紋岩・粘板岩・チャートなどがみとめられる。これらの礫の起源については不明であるが、本累層の堆積時に、本堆積盆地の近くに分布していた先新第三系からもたらされたものとみられる。以上の4ヶ所の他に、小柏北方(第2図, g地点)においても、本累層が高角の不整合面に対しアバットしている状態が観察できる(第6図-③)。また、新井北方(第2図, f地点; 第6図-②のスケッチ)では、基底面の傾斜はそれほど高角ではないが、やはり本累層がアバットしている不整合関係がみられる。灘田北方(第2図, e地点; 第7図-①のスケッチ)、久保北方(第2図, j地点; 第7図-③のスケッチ)、本調査地域西部(第2図, l地点; 第7図-②のスケッチ)の3地点では、低角の不整合面上に、本累層



第6図 坂本累層が、不整合面に対し、アバットしているのが観察できる露頭のスケッチ。

- ① 第2図-b地点のスケッチ, ② 第2図-f地点のスケッチ, ③ 第2図-g地点のスケッチ,
④ 第2図-i地点のスケッチ。



第7図 坂本累層が、不整合面上にオーバーラップしている露頭のスケッチ。

① 第2図-e地点のスケッチ, ② 第2図-l地点のスケッチ, ③ 第3図-j地点のスケッチ。

がオーバーラップしている不整合関係が観察できる。以上の6地点における本累層基底にも、碓氷川ぞいに見られるのと同様な、円礫および角礫が含まれるが、碓氷川ぞいでのそれらと比較すると、その量は少ない。しかし、この円礫も板鼻層の礫岩起源のものともみられる。なお、久保北方(第2図, h地点)、遠入北方(第2図, k地点)では、本累層は、吉井累層と高角の断層関係で接している。本累層と基盤岩の境界は、野外では以上の12地点(不整合関係が10地点、断層関係が2地点)で、観察できるだけであったが、他の地点でも、不整合の境界部をある程度地質図上にくわしく画くことができる。その結果、不整合の境界は、地質図(第2図)のように、局所的ではあるが、現在の地形の凹凸があるにもかかわらず、直線状ないしはゆるい曲線状に表現される部分が多い。

本累層は、岩相上の特徴から、下部・中部・上部に細分できる。本累層下部は、石英安山岩質凝灰角礫岩よりなり、無層理、塊状を呈し、淘汰度はきわめて低い。その岩相から、それは泥流性堆積物と思われる。

中部層は、石英安山岩質軽石質凝灰角礫岩、および同質火山礫凝灰岩からなり、2枚ないし4枚の凝灰質砂岩層、ないし、凝灰質泥岩層を挟在する。中部層は、下部

層よりもよく成層している。また、下部層にくらべて、砂岩・泥岩・チャートなどの異質礫を含有することが少なくなり、植物化石を産する。

上部層は、主として、泥流性の石英安山岩質火山碎屑物よりなり、塊状を呈している場合が多い。本層の下部はやや安山岩質であるが、上部は石英安山岩質であり、軽石質になる。

本累層の堆積環境については、成層している部分に、凝灰角礫岩層と凝灰質粗粒砂岩層の律動的な互層がみられること、泥流性堆積物中にもラミナが観察される場合があること、植物化石を多く含み、亜炭層を挟在することなどから、おそらく坂本累層は湖沼性堆積物と思われる。

坂本累層は、本調査地域北方では、中野(1973, MS)、佐藤(1977)、秋間団研グループ(1975)などによって規定された霧積累層の水谷部層へと移化する。

4. 五輪岩累層

本累層は、五輪岩を中心として分布する。主として、凝灰角礫岩よりなる火砕岩類である。その岩相によって、下位から、原部層、白首部層、矢ヶ崎山部層、五輪岩部層に4分できる。本累層は、本地域においては、下位の坂本累層とは不整合の関係にある。明らかな傾斜不整合

の観察できるのは、五輪岩南方の1地点（第2図，m地点）だけであるが、東西方向の地質断面図（第3図）を参照しながら、各単層の分布を検討すると、下位の坂本累層は200m以上欠除しており、本累層は、それをいぢるしい不整合関係でおおっていると結論せざるを得ない。以下各部層について記載する。

(1) 原部層

本部層は、主として、複輝石安山岩質の凝灰角礫岩からなり、五輪岩を中心として分布している。下位より、中荷場安山岩溶岩層、下部凝灰角礫岩層、上部凝灰角礫岩層に3分できる。以下に、下位より2層について記述する。

(a) 中荷場安山岩溶岩層

模式地は中荷場北方の沢である。最大層厚は50mである。下位の坂本累層とは、不整合関係にあるとみられるが、野外では直接に観察できない。本層は、複輝石安山岩質の溶岩流で、部分的に変質をうけ、また、風化が著しい。本層上部、および、調査地域北部の本層の一部には、角礫化した自破碎部分がみとめられる。

(b) 下部凝灰角礫岩

模式地は入山北方である。層厚は100-150mを示している。下位の坂本累層とは不整合の関係にあると解釈できる。本層は複輝石安山岩質の凝灰角礫岩よりなる。一部に石英安山岩質の凝灰岩をはさんでいる。中荷場安山岩溶岩層と本層下部層とは、同時異相の関係である。

(2) 白首部層

模式地は五輪岩東方の白首付近である。最大層厚は30mである。本地域西方では、原部層が欠如しており、本部層が直接坂本累層を不整合関係でおおっている。五輪岩南方では、両者が傾斜不整合関係で接しているのが観察できる（第2図，m地点）。

本部層は、軽石質含角閃石石英安山岩質の凝灰角礫岩からなっている。礫種は、石英安山岩・軽石・含角閃石石英安山岩を主とするが、そのほかに、安山岩・ガラス質石英安山岩などの角礫を含んでいる。

(3) 矢ヶ崎山部層

模式地は矢ヶ崎山付近である。層厚は60m以下である。下位の坂本累層とは、平行不整合関係と判断した。すなわち、不整合関係は、3ヶ所で観察できるが、両層ともに塊状を呈しているため、両層の分布、とくに、この付近の東西地質断面図（第3図，E-E'断面）から、両層の関係を不整合関係であると判定した。

本部層の層相は、含角閃石石英安山岩質の凝灰角礫岩である。一部の地域で、本層には軽石質凝灰角礫岩層が

はさまれる。

(4) 五輪岩部層

模式地は五輪岩付近である。層厚は30mである。下位の白首部層とは整合の関係にあるが、五輪岩西方では、原部層、白首部層が欠如しており、本部層が坂本累層を直接おおっている。両層の関係は、露頭観察のみでは明確に判定できないが、断面図（第3図，E-E'断面）から、不整合関係にあると判定した。

本部層は、複輝石安山岩質の凝灰角礫岩からなっている。一部の地域では、本部層に軽石質凝灰角礫岩がはさまれている。

5. 妙義累層

模式地は、新井の東方である。本調査地域における本累層の層厚は50mである。本累層は、下位の吉井累層の上面のなす低角度の不整合面を、オーバーラップしておおっている。また、本累層は、新井の北方で、原部層の下部凝灰角礫岩層と指交関係を示し、互いに、水平方向に漸移する。本累層の層相は、複輝石安山岩質凝灰角礫岩である。

6. 貫入岩類

本地域には、多くの大小の規模をなす貫入岩類が発達している。とくに大きな岩体は、碓氷湖西方の碓氷岩体、新井北方の新井岩体、若宮北方の若宮岩体、小柏北方の小柏岩体である。以上の岩体のうち、碓氷岩体は坂本累層、五輪岩累層を、新井岩体は吉井累層、坂本累層、妙義累層を、若宮岩体は吉井累層を、小柏岩体は吉井累層、坂本累層をそれぞれ貫いている。これらの岩体は、変質が著しいため、岩質不明のものもあるが、残存鉱物より、その原岩の大部分は、輝石安山岩と思われる。

また、本調査地域には、幅2-5mの岩脈が多く発達している。貫入方向の測定可能な岩脈については、次のような特徴がある。碓氷川、坂本付近での貫入岩の貫入方向は、NE方向を示すもの2本、NW方向3本、NS方向2本と、貫入方向にとりたてのべる特徴はみあたらない。新井付近では、NE方向を示すもの15本、NW方向9本、NS方向3本、EW方向1本と、NE方向とNW方向を示す貫入方向が卓越している。また、本調査地域西部においては、NS方向の貫入方向を示すもの10本、NW方向7本、NE方向5本、EW方向3本であり、他地域と比較してNS方向の貫入方向が卓越している。岩脈の岩質は、ほとんど輝石安山岩である。

考 察

1. 坂本累層の堆積初期における陥没現象について

坂本累層に関する記載の項で述べたように、坂本累層は、3ヶ所で、60°以上の高角の不整合面に対しアバットし、その他の4ヶ所でもアバット関係がみとめられる。さらに、他の3ヶ所では、低角の不整合面に対してオーバーラップしていることについても述べた。このように異った形態の不整合現象は、それぞれ1つ1つの露頭における現象を示すものであって、それは、不整合基底面が著しい凹凸を示していることを意味するものである。しかもその凹凸はゆるやかなものでなく、角ばった形態を示している。

前記のように、不整合関係は10ヶ所でしか観察できなかったが、坂本累層とその基盤岩との分布をできるだけわしくしらべて、地質図上にプロットしていくと、地質図上で、かなりわしく、不整合線を画くことができる。こうした不整合線を見ると、不整合部付近における現地形の高低がまちまちであるような部分においても、その不整合線は、地形によって屈曲することなく、直線状を示す場所が多い。このことは、この地点では、低傾斜を示す上位の坂本累層に対して、不整合面が高角を示していることを意味する。

したがって、坂本累層が、3ヶ所において、基盤岩のなす低角度の不整合面に対してオーバーラップしている露頭というのは、たまたま、局所的に坂本累層の層理面に近い侵食面が埋めたてられた不整合部分が、露出していることを意味する。

また、一部に坂本累層が、堆積後の高角断層で境界されている部分もあるが(第2図, h および k 地点), この高角断層はおそらく、高角度不整合面が、再活動したものである。

かくて、坂本累層の堆積初期の堆積盆地の周縁には、切り立った山地があって、その前縁の凹地を坂本累層の下部層が埋めたてたのであろう。

さらに、霧積川鉄橋付近の縁辺基底礫岩でみられるように、基盤の板鼻累層起源の巨大なブロックが礫として含まれたり、吉井累層起源の泥岩の角礫が含まれたり(第5図, 第6図-③, 第7図-①②③), 大小の円~角礫からなる不淘汰の礫が多く含まれていることは、それらが隣接して存在していた山地からくずれおちた崖錐性のものであると解釈できる。縁辺基底礫岩中の各種の円礫は、堆積当時に、円磨, 淘汰されたものではなく、すべて板鼻層に挟在している円礫岩に由来するものであることについてはすでにのべた。

このような崖錐性の縁辺基底礫岩から求めた堆積盆地の縁辺の切り立った山地の存在の論理と、高角不整合面

から求めた堆積盆地の縁辺の切り立った山地の存在の論理は一致する。

坂本累層の堆積盆地の発生期に存在した盆地周辺の高角の地形が、どんな作用によって生じたかに関しては、次の2つの考え方が可能である。すなわち、1つは、侵食によってできたという考え方、もう1つは、断層によって生じた陥没という考え方である。

ところで筆者らは、地質図上における坂本累層基底の不整合線が、一方向だけでなく、多方向を示す単調な直線、ないし、ゆるやかな曲線をなしていることから、不整合形成期の盆地縁辺部の高角を示す古地形というのは、決して局所的なものではなく、いくつかの方向を示す直線方向に連続する高角の古地形であったと推定した。ところで、このような古地形が、単なる侵食によって生じた地形として考えることはできないであろう。なんとなれば、本累層の堆積盆地は湖沼性のものであって、もし、侵食によってその凹地が生じたと考えるならば、削剥された膨大な物質の行方を説明することができないからである。また、かりに河川で運搬されつくしたと考えるとしても、その場合には、侵食期と堆積期の転換期をどう考えるかということ、その論理の根拠が失われるだろうからである。したがって、著者らは、後者の考え方を採用する。

ただし、本調査においては、上記の陥没をもたらした古期の断層系を未だ確認していないので、陥没現象を完全に実証するに至っていない。しかし、不整合線付近には、陥没期の断層が存在するものと確信する。今後、こうした断層系の調査を進めたいと考える。また、地質図(第2図)のd地点での観察によると、坂本累層がほぼ水平と考えた場合、陥没量は少くとも7mは存在したことになるが、いうまでもなく、このような小さなものではないと思われる。ボーリング資料がないのでたしかめることができない。

2. 陥没盆地の隆起後の火山活動について

記載でものべたように、五輪岩累層は、その分布からみて、坂本累層に対して不整合関係にあると判定される。ただし、観察できる露頭は6ヶ所であり、そのうち明らかに傾斜不整合を示す露頭は1ヶ所である(第2図, m 地点)。また、この不整合関係が、本調査地域の北方の霧積山地域まで、連続して発達しているかどうかは未確認であり、今後の問題である。

坂本累層は、すでにのべたように、湖沼性堆積物と思われるが、五輪岩累層は、ほとんどが無層理塊状を呈しており、その岩相と分布から、陸上における火山性噴出

物と思われる。したがって、この不整合関係は、坂本累層の堆積した湖沼性盆地が、湖沼の埋立てによる消滅後、ないしは隆起したのちに、陸上の火山活動によって五輪岩累層が形成したことを示すものであろう。

ま と め

1. 従来、本地域に分布する上部中新統の火山岩類は、霧積累層として一括されていたが、本報告では2累層に細分し、下位より、坂本累層、五輪岩累層と命名した。

2. 坂本累層と、吉井累層および板鼻累層との関係は、不整合である。筆者らは、高角度のアバットの不整合関係がみられること、坂本累層が、基底部に坂鼻累層起源のブロック状角礫、および、不淘汰角礫を含むことなどから、この不整合は、陥没によって生じたものと推定した。

3. 陥没をもたらした断層系は発見していない。

4. 五輪岩累層と坂本累層の関係は、傾斜不整合である。

5. 坂本累層は、霧積累層の水谷部層に対比される。

6. 調査地域がせまいため、五輪岩累層と霧積累層および妙義累層の関係の詳細は、明確にできなかった。また、五輪岩累層を構成する火砕岩の噴出源についても不明である。今後の問題として残された。

謝 辞

本報告をまとめるにあたり、群馬大会の野村 哲氏、東京教育大学の周藤賢治氏、埼玉県立春日部東高校の佐

藤和平氏、大手開発の中野啓二氏、秋間団研グループの方がたには、現地討論をはじめとし、貴重な御意見をいただいた。また、杉山 明氏には、岩石の鑑定に協力をいただいた。北海道大学の加藤 誠氏には、英文要約の校閲をいただいた。以上の方がたに、深く感謝しあげる。また、日本工営の塚原俊一氏、松井田町の遠藤道子氏、和田巻雄氏、若松屋支店の方がたには、調査中の便宜をはかっていただいた。あわせて御礼申し上げる。

文 献

- 秋間団研グループ, 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, no.13, 東西日本境界領域の地質, 261-267.
- 他, 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.
- 藤本治義・小林 学, 1937: 群馬県碓氷川及び鐙川流域の第三紀層について. 地質雑, **45**, 205-225.
- 藤田至則, 1973: 日本列島の成立. 257p., 築地書館, 東京.
- 飯島南海夫, 他, 1958: フォッサマグナ東部の火山と基盤. 地球科学, **37**, 46-59.
- 中野啓二, 1973: 群馬県西部霧積地域の第三系, 第四系. 東京教育大学卒業論文(手記).
- 佐藤和平・吉村尚久, 1977: 群馬県霧積累層中の火山岩の変質にとまなう岩石磁化. 「安定総研」研究連絡誌, no.4.
- 周藤賢治, 1967: 本宿北縁一松井田地域の地質. 東京教育大学卒業論文(手記).