関東山地東縁の鮮新—更新世の堆積盆地の発生に関する研究*

竹越 智**・石垣 忍***・足立 久男****・藤田 至則*****

On the process of formation of Plio-Pleistocene sedimentary basin
around the east part of Kanto mountains*

Satoshi TAKEGOSHI**, Shinobu ISHIGAKI***, Hisao ADACHI****
and Yukinori FUJITA*****

Abstract The paper presents the results of studies on geologic structure of the Plio-Pleistocene basin along the eastern margin of the Kanto mountainland and on the faults that developed in the basement complex surrounding the basin.

Two gravity fault systems of NE-SW and NW-SE directions occurred in the basement complex just before the deposition of the Pliocene formation. Bounded by these faults, a collapse-subsiding basin was formed, and the talus breccia, the lower member of the Hanno Formation, was deposited along the marginal part of the basin, the facies becoming muddy toward the basin's center.

Overlapping of the upper member of the formation on the basement in the west shows that an extensive subsidence occurred after the filling up of the basin. The fact that the upper member consists of well-rounded pebbles and cobbles with sand would indicate a large-scale upheaval of the hinterland around the basin.

ま え が き

鮮新世にはじまり、現在まで発展してきた地殻変動は、グリーンタフ造山運動とは異質のものとされ、島弧変動とよばれている(藤田, 1970)。それによると、この変動の特徴は次のとおりである。すなわち、マントル内部に起因する隆起によって地殻に断裂を生じ、地殻の一辺が 50~200 km というさまざまな大きさのブロックにわかれ、このわかれた各ブロックがそれぞれ傾動(将棋倒し)運動や隆起運動を行い一部のブロックが相対的に沈降し、そこに堆積盆地を形成して鮮新—更新統が堆積したということである。こうした地殻変動の様式につ

いての研究は、藤田ほか(1975)などにより、主に西南日本の鮮新—更新世の堆積盆地を対象として行われた。一方、藤田・松尾(1977)、竹越ほか(1977)などにより今回の報告と一部重複するが、関東山地東縁一帯の鮮新—更新世の堆積盆地の縁辺部を対象として研究が行われている。

調査の結果、これらの地域には、次に示すような共通の地質学的事実が存在することが明らかになった。

i) 堆積盆地の縁辺部には高角の不整合面が発達し、その不整合面は走向方向によく続き、一定の広がりをもっている。

ii) 傾斜のゆるい鮮新—更新統は上記の不整合面にアバットし、その付近では崖錐性の不淘汰基底礫岩をとまっている。

iii) 不整合付近の基盤岩には、固結~半固結の断層群が発達している。

筆者らはこのような事実をさらに広く検証すべく調査をすすめ、本地域の堆積盆地の発生過程に関する一つの結論を得たのでここに報告する。

1979 年 2 月 13 日 受理

* 本研究の一部は日本地質学会第 84 年学術大会で講演。

** 埼玉県立豊岡高校。Toyooka Senior High School, Saitama, 358 Japan.

*** 大阪府立大東高校。Daito Senior High School, Osaka, 574 Japan.

**** 東京都立淵江高校。Huchie Senior High School, Tokyo, 121 Japan.

***** 新潟大学積雪地域災害研究センター。Inst. for Hazaard in Snow Region, Niigata Univ. Niigata, 950-21 Japan.

第1図 位置図。

1. 獅子岩橋, 2. 比留間病院, 3. 天神橋, 4. 巾着田, 5. 滝不動尊, 6. 飯能火葬場, 7. 飯能市営グラウンド, 8. 岩根橋, 9. 不動の沢, 10. 矢川橋, 11. 畑トンネル, 12. 南飯能病院, 13. 清川橋, 14. 妙円寺, 15. 下奥多摩橋, 16. 平井橋, 17. 中里橋, 18. サマーランド, 19. 二の谷, 20. 川口川の不整合地点, 21. 矢風, 22. 阿須, 23. 中橋。

調査範囲は、藤田・松尾 (1977) の調査地域を南と北へ延長し、北は埼玉県入間郡日高町南西方、南は東京都八王子市におよぶ地域である (第1図)。

本研究において、石垣は日高町および飯能市の地域、竹越が多摩川と川口川との中間地域、足立が八王子市付近の調査をすすめ、また、テーマを提唱した藤田はこれらの地域の総合的な検討を行った。なお、藤田は本研究費の一部に文部省科学研究費をあてた。

記 載

1. 地質概説

本地域に発達する地質系統は、西部に分布する中新世

以前の基盤岩類と、東部に分布する鮮新—更新世以降の飯能礫層・仏子粘土層に2分される (第2, 3, 4図)。

基盤岩類は、北部から南部へと次のような五つの地質系統に区分される。すなわち、北部の秩父累帯、高麗川付近の狭い地域に分布する中生層、五日市町付近に分布する中新世の五日市層群、中生代の五日市鳥巢層および小仏層群である。

飯能礫層は全体としてゆるく関東盆地側に傾斜している。下部の含角礫層は上記の基盤岩類にアバットする不整合関係にある。上部の円礫層は下部の含角礫層とは整合関係にあるが、基盤岩類に対してはオーバーラップの不整合関係にあるため、広い分布を示している。

飯能礫層は、加治 (阿須山) 丘陵に発達する礫層を主とする地層に対して名づけられたものである。本層は比企丘陵の物見山礫層、本地域内の草花丘陵の大荷田礫層、加住丘陵の増戸礫層および多摩丘陵北縁の大矢部泥層などに対比されている (福田・高野, 1951)。筆者らは本論において、これらすべてが同層準にあるものとみなし、飯能礫層として扱うこととする。

加治 (阿須山) 丘陵付近では、この飯能礫層を整合におおって仏子粘土層が分布する。しかし、本研究のテーマからはずれるので、本層についてはごく簡単にふれるだけにする。

本地域内の飯能礫層下部から最近発見された、*Stegodon bombifrons* は後期鮮新世のものと推定されている*。一方、多摩丘陵における大矢部泥層の上位に分布する一連の地層や加治丘陵の仏子粘土層については、三浦・房総両半島に分布する新生界中の火山灰層との対比から下部更新統に属するという結論が出されている (三梨, 1977)。こうしたことから飯能礫層は上部鮮新統—下部更新統に属すると推定する。

2. 地質各論

(1) 基盤岩類

基盤岩類の調査は、本論の主目的ではないが、基盤岩類と飯能礫層との関係、ならびに両者の接触部付近における基盤岩類を切る断層群などの調査の必要から若干の調査・検討を行った。

i) 秩父古生層

分布：高麗川の獅子岩橋付近から平井川北方の地域にかけて分布する。

層相：砂岩；最も広く分布する層相で、淡灰～暗褐色の中～細粒砂岩を主とするが、部分的に粗粒～細礫質砂岩も発達する。

* 五日市ステゴドン調査団によって現在調査中。

1. 沖積層, 2. 礫土層, 3. 礫層上部層, 4. 礫層下部層, 5. 礫層下部層B層, 6. 五日市層A層, 7. 五日市層B層, 8. 小仏層, 9. 西園川付近の中生層, 10. 五日市層, 11. 砂岩, 12. 頁岩・砂岩互層, 13. チャート層, 14. 礫層上部層 (11~14は境界線, A-A'-J-J'), 地質断面位置。

第2図 地質図

13915

3550

第3図 地質断面図

第4図 総合模式柱状図

チャート；灰白～暗灰色を呈するものがほとんどで、いわゆる赤色チャートは日和田山付近でみられるだけである。地質図に示したもののほかに、他の岩相中にレンズ状にはさまれることも多い。

輝緑凝灰岩；暗緑～暗赤褐色を呈し、樹脂状光沢を示す。凝灰岩を主とし、発泡した溶岩・枕状溶岩・自破碎溶岩・凝灰角礫岩なども認められる。

頁岩；黒色を呈する。単層の層厚は数 10cm～数 10m で、破碎されていることが多い。

頁岩・砂岩互層；厚さ数 10cm 幅の黒色頁岩と暗褐色砂岩の互層からなり、頁岩層は層理面にそって破碎されていることが多い。

構造：一般に走向は $N30^{\circ}\sim60^{\circ}W$ で傾斜方向は不定であるが高角である。

年代：いわゆる秩父古生層といわれるもので、古生代後期のものとされている（藤本，1932，1951）。

ii) 日高町・高麗川獅子岩橋付近の中生層

分布：高麗川の獅子岩橋南方の河床付近のごく狭い範囲に分布する。

層相：淡灰色の砂岩と黒色頁岩の数 cm 単位の互層と礫岩層からなっている。

層厚：150m 前後を示している。

構造：走向はほぼ $N30^{\circ}\sim60^{\circ}W$ で傾斜方向は一定しないが、高角の傾斜を示している。

年代：渋谷・堀口（1967）は本層内から産出する石灰

藻の化石から、本層を山中地溝帯における白亜系（宮古統）に対比した。一方、松丸ほか（1976）は本層から *Orbitolina lenticularis* BLUMENBACH を発見し、本層を山中地溝帯の有田統上部に対比している。

iii) 五日市鳥巢層

分布：主に秋川南方から川口川流域に分布している。秋川南方の支沢にもところどころに分布する。

層相：暗灰色砂岩・暗灰色～黒色頁岩・暗灰色チャートなどの互層を主とし、石灰岩のレンズを多数はさんでいる。石灰岩は暗灰色～淡灰色で、ハンマーでたたくと異臭を発する。また、本層には青灰色凝灰岩がはさまれている。

構造：走向は $N60^{\circ}W$ で、傾斜はほとんどが垂直である。

年代：藤本（1932）によって、本層はジュラ紀のものとされている。

iv) 小仏層群

分布：川口川南方一帯に広く分布する。

層相：層理面の明瞭な 5～10cm の層厚をもつ黄褐色砂岩と黒色粘板岩の互層からなっている。

構造：走向は $N50^{\circ}\sim60^{\circ}W$ で、傾斜は $40^{\circ}\sim60^{\circ}S$ の同斜構造を示している。

年代：藤本（1932）により白亜系とされている。

v) 五日市層群

分布：平井川北方より秋川南方にかけて分布する。

層相：本調査地域に分布するものは、層相の特徴から二つの部分に分けられるが、両者の関係は不明であるので、今回は A 層・B 層と仮りに名づけて、簡単にそれらの層相について述べておく。

A 層は、暗灰色～黒色砂岩・チャート・粘板岩などの角礫質の巨礫を含む大小さまざまな不淘汰礫岩を主体とし、まれに泥岩がはさまれている。A 層は、菅野・新井（1964）の網代礫岩層に相当する。B 層は黄灰色～青灰色の凝灰質中粒砂岩と泥岩の互層からなっていて、菅野・新井（1964）の横沢砂岩泥岩互層に相当する。

構造：走向・傾斜が地域によっていちじるしく変化しているので、A 層・B 層とも断層によってブロック化しているものと思われる。

年代：とくに B 層中から多産する貝化石・有孔虫化石などから、第三紀中新世中期とされている（菅野・新井，1964）。

(2) 鮮新—更新統

i) 飯能礫層

本層名は、福田・高野（1951）によって命名されたもの

である。本層中から、*Taxodioxylon sequoianum* GOTHAN などの材化石を産することにより福田らは、鮮新世初期の地層としている。ところがその後、これらの化石種は前期更新世まで遺存していたことが明らかになり、また、本地域の仏子粘土層中や多摩丘陵・三浦半島・房総半島を通じて発達する火山灰層との対比から、少くとも仏子粘土層は下部更新統であるとの結論が出されている（三梨，1977）。一方、本調査地域内の秋川南方の本層下部より250万年～300万年前とされる *Stegodon bombifrons* が発見され、筆者らは、上記の二つの見解を考慮して、本論では、飯能礫層の堆積時代を鮮新—更新世とした。

本層には、草花丘陵の大荷田礫層、加住丘陵の増戸礫層、多摩丘陵の大矢部泥層などを含めた。

本層は、その層相や構造の特徴から次のような上下2部層に区分することができる。

A. 下部層

模式地：飯能市不動の沢、不動の滝下流を模式地とする。

下位層との関係：一般に、基盤岩のなす高角の不整合面に対して、盆地側にゆるく傾斜した本層がアバットする関係にあるが、一部断層関係を示す場合もある。

不整合面の傾斜は $50^{\circ}\sim 80^{\circ}$ の高角を示し、また、方向性をもって一定範囲までよく連続する。このため、地質図上に表現される不整合線は直線状になる。この不整合線を広い範囲でみると、ジグザグ状を呈するが、これは、直線状の不整合の方向がいくつか組みあわさっているためである（第5図）。この点については、すでに、藤田・松尾（1977）が青梅市と飯能市の間の地域における高角不整合面は東西性・北西性・北東性の三つの走向を示すものがあることを指摘した。本地域においては、第5、16図に示したとおり、これらの3方向に南北性を加えた四つの方向性を見出すことができる。こうした方向性をもつ直線状不整合が組み合わせられるため、全体としてジグザグな不整合線となる。なお、基盤と飯能礫層の関係が観察される地点を第5図に示した。また、両者の関係は第1表にまとめてある。

以下に、基盤と飯能礫層の関係が直接観察できる代表的地点について簡単に記載する。

a. 入間郡日高町、滝不動尊付近（第1図・地点5、第6図）

第6図に示したように秩父果帯に属するチャートと砂岩の基盤岩がなす高角不整合面に対して、ほぼ水平の本下部層がアバットしている。不整合面の走向・傾斜は $N50^{\circ}E \cdot 60^{\circ}N$ である。礫層の礫種は基盤岩と同質の

第5図 不整合観察地点と断層系の集成地点および、飯能礫層堆積直前における基盤岩中の断層によって生じたブロック化と盆地の発生。A～Oは地域番号。第1表の地域別番号に対応。1. 断層（破線部は推定）、2. 角礫層、3. 堆積盆地、4. 基盤岩、数字はボーリング資料（新藤，1969による）。○：基盤に達した深度、×：深度（基盤には達せず）。

チャートがほとんどで、一部に砂岩を含む。礫径はまちまちで不淘汰であるが、2~5cm のものが多い。しかし、不整合面付近には 15~30cm のものもみられ、中には 170cm ものチャート礫がある。これらはいずれも、角礫~亜角礫である。

不整合面は滝不動尊西方の沢へ直線的に連続していることが、基盤岩と本下部層の分布状況から推定される。

第6図 滝不動尊付近の不整合のスケッチ。

bre: 角礫層, ch: チャート, s. s.: 砂岩,
(以後不整合のスケッチの凡例は同じ。)

b. 飯能市, 不動の沢 (第1図・地点 9, 第7, 8, 9, 10 図)

ここでは、ルートマップ (第7図) に示したように、基盤岩と本下部層との不整合関係と断層関係が観察できる (第1表F1, F3)。

第8図に不整合関係で接する場所のスケッチを示した。不整合面の走向は $N70^{\circ}\sim 80^{\circ}W$, 傾斜は $50^{\circ}\sim 70^{\circ}N$ である。この高角不整合面に東へ $6^{\circ}\sim 7^{\circ}$ 傾斜している飯能礫層が、明らかなアバット関係で接している。

この付近の基盤岩は輝緑凝灰岩であるが、礫層の基質も輝緑凝灰岩質である。礫径は数cm~数10cm までと多様で不淘汰状態を示しているが、すべて角礫からなっている

第7図 不動の沢付近の地質図。

1. 凝灰岩, 2. 円礫層, 3. 角礫層, 4. 輝緑凝灰岩, 5. チャート, 6. 断層, 7. 基盤と飯能礫層の不整合, 8. 飯能礫層下部層と上部層の境界線。

第8図 不動の沢の不整合のスケッチ。

sch: 輝緑凝灰岩。

第9図 不動の沢における飯能礫層下部層の層相変化。

第10図 不動の沢にみられる飯能礫層下部層中の直立した材化石 (黒ぬりの部分)。

この角礫層は基盤から離れるにつれて、暗灰~青灰色のシルト層へと移行する (第9図)。また、この層準は基盤に近い部分ほど材化石を多く含んでいる (第10図)。

c. 飯能市, 畑トンネル南方 50m の地点 (第1図・地点 11, 第11 図)

第11図に示したような高角不整合が見られ、不整合面は $N70^{\circ}W \cdot 70^{\circ}E$ の走向・傾斜を示す。これにアバットする本下部層は、基盤岩と同質のチャートや砂岩の角礫を多く含む。礫径は 5~20cm のものが多いが、最大 150cm のものもあり、不淘汰状態を示している。

第11図 畑トンネル南方の不整合。

第12図 下奥多摩橋下流のルートマップ。

1. 角礫層, 2. 泥質層, 3. 火山灰層, 4. 基盤。

d. 青梅市, 下奥多摩橋下流約 50m の多摩川左岸
(第1図・地点 15, 第12図)

秩父帯に属する砂岩と粘板岩の互層からなる基盤岩と本下部層が低角不整合で接している。本下部層は盆地側に 5° 前後でゆるく傾斜していることが基底部に挟在する火山灰層の構造からわかる。基盤の構造は $N70^\circ W \cdot 30^\circ N$ であることから不整合面は明らかなアバットの関係である。またその付近の礫は近くの基盤岩と同質の砂岩の角礫である。礫径は $3 \sim 10\text{cm}$ のものが多く淘汰が悪い。基質も基盤岩と同質の淡黄褐色の細粒砂からなる。

基底部の角礫層は盆地側にすすむにしたがい、凝灰質の細粒砂～シルト層へと水平的に漸移する。また、これら一連の地層の上位には亜炭層を含むシルト層が整合に重なっている。また、シルト層には4枚の火山灰層をはさんでいる。

e. 東京都西多摩郡日の出町, 平井川の平井橋と中里橋の間の河床の露頭 (第1図・地点 16, 第13図)

基盤岩は第三系の五日市層群の砂岩・泥岩の互層(前述のB層に相当する)である。ここでは、基盤と本下部層は断層で接する。断層面は $N10^\circ W \cdot 70^\circ E$ を示す。基盤に接する本下部層の構造は他の地域と著しく異なり、 $60^\circ \sim 70^\circ$ の傾斜を有している。この高傾斜の部分は、下流方向に約 30m にわたっている。断層面から約

第13図 平井川のルートマップ。

1. 円礫層, 2. 材化石, 3. 角礫層, 4. 砂質部, 5. 基盤。

第14図 秋川南方二の谷のルートマップ。

1. 円礫層, 2. 泥質部, 3. 角礫層, 4. 基盤, 5. 走向・傾斜, 6. 基盤と飯能礫層の境界, 7. 飯能礫層上部層と下部層の境界。

60m 離れた地点では、地層の傾斜は数度という低角度の状態を示すようになる。基盤に接する部分の層相は青緑色の中粒砂層である。また、断層面から下流へ約 70m のところでは、径 5cm 内外の亜角礫を含む淘汰の悪い角礫層になる。これより離れた地点では凝灰質のシルトおよび礫まじりのシルトに側方変化する。さらに、これより数m 下流のシルト層中に直径約 1.2m、長さ 4m 以上の材化石が存在する。

f. 八王子市, 秋川支流のサマーランド南方二の谷の露頭 (第1図・地点 18, 第14図)

基盤岩は、五日市鳥巢層の細粒凝灰岩およびチャートである。不整合面の走向・傾斜は $N70^\circ W \cdot 60^\circ N$ で、本下部層の角礫層がそれにアバットしている。本下部層は、径 $5 \sim 10\text{cm}$ の角礫が主で、淘汰度は低く、礫種は付近の基盤と同質の凝灰岩とチャートである。基質も同質の砂からなっている。

第 15 図 川口川支流の不整合.

1. 角礫層, 2. 砂層, 3. 亜角礫～
亜円礫層, 4. 基盤.

この露頭の下流では、本層と同層準と思われるチョコレート色の角礫まじりシルト層が分布し、その中に材化石が多量に含まれている。

g. 川口川支流の露頭 (第 1 図・地点 20, 第 15 図)

小仏層群の砂岩・頁岩の互層が基盤岩である。不整合面の走向・傾斜は $N60^{\circ}E \cdot 80^{\circ}E$ ～垂直である。この付近の本下部層は、亜角～亜円礫を含む礫層と砂層の互層である。礫種は付近の基盤岩と同質の砂岩を主とし、基質も同質の中粒砂からなる。礫は淘汰度が悪く最大礫径は $15 \sim 20 \text{ cm}$ である。

分布：本下部層は、飯能礫層の堆積盆地の縁辺部、すなわち、基盤岩類の露出部付近に分布している。

層厚：一般に本層の傾斜はゆるく、しかも基盤岩に対してアバットしているために、ボーリング資料によらないかぎり、本層の基底は確認できない。地表にあらわれた部分だけでその層厚を求めると、数 10 m 程度であるが、東京都が行ったボーリング資料によると、一般に 100 m 以上、時として 270 m 以上のアバット関係を示している (新藤, 1969)。これらの資料の一部は第 5 図に引用した。

構造：本下部層は一般に盆地側に $3^{\circ} \sim 8^{\circ}$ とゆるく傾斜しているが、局所的に急傾斜を示す部分がある。

層相：下位層との関係で述べたように、本下部層が基盤岩と接する部分には、わずかな例外 (第 13 図) を除いて、すべてすぐ近くの基盤岩と同質の角礫からなる不淘汰の角礫層が発達する。礫径はふつう $3 \sim 8 \text{ cm}$ 程度のもが多く、一般に基盤に近いほど大きくなる傾向がある。とくに、基盤付近では巨礫大のものが含まれることもある (第 6, 11 図)。

礫の形は、角礫～亜角礫が主で、とくに、中礫以上のものはすべて角礫である。中礫以下のものには一部亜円礫が含まれている。

角礫層の基質は暗灰色～青灰色のシルト～粘土・泥質

砂・砂などからなるが、これらも付近の基盤岩に由来する場合が多い。

以上のような盆地縁辺の角礫層は、基盤からはなれるにしたがって、青灰～紫灰色・褐色などを呈するシルト～粘土層へと側方変化するの一般的である。

本下部層からは材化石を多産する。材化石は暗褐色から黒色を呈し、長さは数 cm 位のものから数 m のものであり、ときには直径 1 m をこすものもある。また、中には直立した産状を示すものもある (第 10 図)。

材化石が密集して亜炭層を形成している場合もあり、これは主に多摩川以南にみられる。

なお、本下部層中には、角閃石や黒雲母を含む酸性～中性の火山灰層が挟在する。飯能付近で 4 枚以上、多摩川南方地域で 4 枚以上存在しているが、いずれも側方にあまり連続せず、互いに正確な対比はできない。

飯能市矢嵐 (第 1 図・地点 21) 付近の入間川河床で、本下部層中に円礫層がレンズ状にはさまっている。この円礫層は、後述する上部円礫層に比べて礫径が小さく、ほとんどが径数 cm である。また、同じ矢嵐の矢川橋西方の沢において、シルト層の一部に小規模のスランプ構造が発達している。

B. 上部層

模式地：飯能市阿須の切割りの露頭とする (第 1 図・地点 22)。

下位層との関係：本層は飯能礫層下部層と整合関係にある。ただし、飯能市西方の不動の沢付近では、下部層のシルト層中に挟在する火山灰層が欠如し、上部層がシルト層をおおっていて、いわゆるダイアステム現象がみられる (第 3 図, D—D' 参照)。一方、本上部層は、下部層をおおうとともに、さらにオーバーラップして直接に基盤岩を不整合におおっている。このために、本地域西方の基盤岩からなる山地の頂部にも本層が分布している。

分布：本地域の丘陵地を形成しているのは主に本上部層である。このほか上記のように本地域西方の山地の頂部にも分布している。

層厚：本層は、主として、径数 $\text{cm} \sim 10$ 数 cm の円礫からなるが、礫径は、細礫大のものから巨礫大のものまであり、最大径は長径で 70 cm のものがある。本層における礫径の垂直的变化や地域的变化は少ない。

礫種としては、古生界ないし中生界起源と思われる砂岩が圧倒的に多く、ほとんどの地点で 90% 以上、高麗川の巾着田付近でも 50% 以上を占める。砂岩について多いのは灰色～暗灰色のチャートであり、ほかに頁岩・

第 16 図 (a) 断層系集成図.

n : 測定数, 左肩の番号は第 1 表に対応.

花崗岩類・輝緑凝灰岩なども含まれる.

円磨度は円礫に属するものが多く, 一般に礫径が小さいほど円磨度が高くなる. また, 砂岩・頁岩・花崗岩類などはよく円磨されているが, チャートは歪円礫がやや多くなる. 全体として淘汰度は低い, その度合は地域によってまちまちである.

一般に礫の風化はすすんでおり, とくに花崗岩・砂岩においてはいちじるしい. また, 礫の色は淡褐色を帯びることが多い.

基質は, 褐色～淡褐色の泥質または凝灰質の砂であり, 黒雲母の粒子を含む場合もある. 本層中には数m以

下の厚さの粘土層や砂層, 数 10cm 前後の火山灰層などがはさまれていることがあるが, いずれも側方へあまり連続しない.

ii) 仏子粘土層

模式地: 埼玉県入間市, 入間川の中橋付近の河床の露頭 (第 1 図・地点 23).

下位層との関係: 飯能礫層の上部円礫層の上に整合に重なる.

分布: 加治 (阿須山) 丘陵の東部, および中橋より下流の入間川河床によく露出している.

層厚: 本調査地域内では 30m 以上である. 最近, 堀

第 16 図 (b) 断層系集成図

口ほか (1977) によって本層の研究がすすめられ、本地域東方で 100m 以上の層厚が確認されている。

構造：北東へ $3^{\circ}\sim 4^{\circ}$ で傾斜する同斜構造を有している。

層相：灰色～青灰色のシルト～粘土層を主体とし、一部は砂質～凝灰質である。本層中には厚さ数 cm～数 10 cm の安山岩質～石英安山岩質の火山灰層が多く挟在している。これらには角閃石・黒雲母などが含まれている。また、本層中には厚さ 1m 程度の亜炭層が 3 枚は含まれている。

3. 鮮新—更新統の縁辺部の基盤岩中に発達する断層系

飯能礫層がアバット関係で接する基盤岩中には、固結ないし半固結の断層が数多く観察できる。分布範囲は不整合付近にかぎられているこれらの断層は、飯能礫層内におよぶことはないの、飯能礫層の堆積前に形成されたことがわかる。筆者らはこれらの断層群が堆積盆地発生と深い関連があると考え、これらの断層の調査をすすめた。なお、固結～半固結断層に混じって、もろい断層角礫や、やわらかい断層粘土を伴う断層も存在する。し

かし、こうした断層は形成時期が新しいものと考えられ、また、一部は飯能礫層を切るものがあることから、飯能礫層堆積後のものであると認定して調査対象からはずした。

第 1 表、第 16 図 (a)(b) にこれらの断層について地域と結果の集計を示した。第 16 図は断層の集計結果である。断層の傾斜はほとんどが 60° 以上の高角を示しているそのセンスは走向だけであらわせるものとして、計測した断層の走向を地域毎にローズダイアグラムで表現した。断層は逆断層はまれで、正断層がほとんどであった。この図は走向を 10° ごとに区切り、そこに分布する断層の全体に対する割合を扇形であらわしたものである。なお、このダイアグラムには割合が 5% 以下のものは中央の円にかくされており表現されていない。地域により計測した断層の個数に変化があるが、これは露頭状況などの影響である。

個々の地域について述べる。

A1：計測した個数は少ないが、NE～SW 方向の断層が 23% をしめる。N 40° ～ 60° W 方向の断層は 20% をしめている。すなわち、NE～SW 方向と NW—SE 方向に集中がみられる。

A1～A2：NW—SE 方向に弱い集中がみられる。

A2：N 30° ～ 40° E と N 30° ～ 60° W に弱い集中がみられる。

B1：弱いながらも N 50° ～ 70° E と N 10° ～ 30° W に集中している。

C1：小断層の集計結果にははっきりとした方向性はみられない。

C3：N 10° E と N 60° E に多少の集中がみられる。

D1：断層は N 50° ～ 70° W と N 50° E に集中している。

E1：断層は NS に著しく集中している。

E1～E2：断層測定の数値は最も多いが、その方向はバラバラであり、集中性はよくない。

F1：全個数は少ないものの、大半が N 50° ～ 60° E 方向である。

F2～F4：N 10° W～N 10° E と N 70° E に弱い方向性がある。

F3：小断層の方向はまちまちで、はっきりした傾向は認められない。

G2：N 10° ～ 40° W と N 60° E～EW の方向の断層群が発達している。

H3：N 30° ～ 60° W 方向に卓越する小断層群がみられる。

第 1 表

地域別 番号	地域記載	接合の 露頭	基盤との 関係 U-整合 F-断層	境界面の 角度	境界面の 走向傾斜 不整合の場合は 記載。構造の場合は 記載。	本文中の 図および スチットの 番号	基盤の 岩石 sch-砂岩 ss-砂 sh-頁岩 silt-シル st-泥岩	基盤付近の飯能礫層下部の角礫				小断層集結結果 集中の方向性	小断層集結結果の不整合面、断層面の方向性との関連	
								礫種	円磨度 SA-変角礫 A-変角礫 VA-変角礫	平均的 礫径 cm	最大の礫 礫径 cm			
A1	獅子岩橋南西 200m	○	U	低角 南傾斜	低角 南傾斜		中生層 砂岩地	Sch, ss, ch	A	10cm±	?	50	NE-SW 方向, NW-SE 方向	?
A2	比留間病院裏の 高麗川岸	○	F	高角	N20°W 垂直		sch	sch	A	2-5	sch	6	NW-SE 方向傾向が 弱いながらもみみられる	○
B1	高麗川天神橋 南東 200m	X	U or F	中~高	NW-SE 方向(傾)		sch ch	ch>ss	A	3-5	ch	10	N30°W, 40°E に 弱い集中	△
C1	滝不動尊北方	○	U	高角 60°	N 50°E 高角北傾斜	第6図	ch, ss	ch>ss	A-SA	2-4 30-60°	ch	170	はっきりとした 方向性なし	X
C2	滝不動尊西方 の沢入口	X	U (傾)	高角	N 50°E 高角北傾斜		ch	ch>ss	A	5-10	ch	70	N10°-60°E 50~ 70°W に集中	○
C3	滝不動尊西方 の沢最終段	X	U (傾)	中~高	N 50°E 高~中角北傾斜		ss	ss>sh	A	4-8	ss	10	N10°E, N60°E に集中	○
D1	飯能火葬場 付近	X	U or F	中~高	N30°-60°E (傾) 中~高角南傾斜		ch, ss sh	ss, ch	A-VA	3-5	ss ch	150	N50°-70°W, N 50°E にやや集中	○
E1	飯能グランド 西方の沢	X	U or F	中~高	東西方向 中~高角		ss, ch	ss=ch	A	2-10	ch	20	NS 方向に集中	X
E2	入間川根橋 東 200m	X	U or F	高角	走向不明 高角		ss, sch	ss, sch	A	2-6	ss	6	はっきりした方向 性なし	?
F1	不整の滝 東方 150m	○	U	高角	N 70°W 50°~70°N	第7.8 9.10 図	sch	sch	A	2-6	sch	10	N50°-60°E, 70°S	X
F2	不整の滝 東方 60m	X	U or F	高~中	N30°~40°W 高~中角東傾斜		ch	ch>ss	A	5-8	ch	100+	N10°E~N20°W 70°E	X
F3	不整の滝 東方 50m	X	U or F	高角	ほぼ東西方向 高角南傾斜		ch	ch	A	3-10	ch	50	はっきりした 方向性なし	?
F4	不整の滝 付近	○	F	高角	N 70°E, 55°S		ch	ch	A	3-10	ch	50	弱い方向性 あり	△
G1	入間川矢川橋 西方 500m	○	U	高角	直線状でない		ch	ch	A	4-10	ch	150	はっきりした 方向性なし	?
G2	入間川矢川橋 西方 600m	○	U	高角	N 70°E 方向 高角南傾斜		sh	sh, ch, ss	A	4-8	ss	60	N10°~40°W, やや N60°E~EW. 傾あり	○
H1	X 洞トンネル 北東 400m	X	U or F	高角	N 10°~20°W 高角西傾斜		ch	ch	A	5-8	ch	15	はっきりした 方向性なし	?
H2	X 洞トンネル 東 300m	○	U	高角	N 0°~20°W 高角西傾斜		ss	ss	A	3-8	ss	10	?	?
H3	X 洞トンネル 南 50m	○	U	高角	N60°~70°W 高角東傾斜	第11図	ch ss	ch>ss	A	5-20	ch	150	N30°-60°W 高角東傾斜	○
I1	飯能病院 西方の沢	○	U	高角	N60°~70°W 高角南傾斜		ss, sh	ss, sh	A	3-6	ss	8	N40°~70°W に 集中	○
J1	清川橋 南東 150m	X	U or F	高~中	N10°~20°E 中~高角東傾斜		sch	sch	A	3-6	sch	8	N30°-40°W に 集中	X
K1	妙円寺 南西 250m	○	U	高角	N30°~40°W 高角東傾斜		ch, sh	ch, sh	A	2-5	ch	6	N20°-50°W 高角に集中	○
L1	多摩川 栗多摩橋付近	○	U	低角	ほぼ南北方向 低角東傾斜	第12図	ss	ss	A	3-10	ss	8	N30°E に弱い集中	X
M1	井井川 井井橋下流	○	F	高角	N10°W, 70°E	第13図	ss, sh	ss, sh	A	3-5	ss sh	10	NS-N 0°E, 60~ 70°E. やや相関あり	○
N1	秋川南方 二の谷	○	U	高角	N 70°W, 60°N	第14図	ch, sch	ch, sch	A	5-10	sch	12	N20°-30°W 高角 南傾斜 N50°-70°W	○
O1	川口川 支流	○	U	高角	N60°E, 80°N	第15図	ss, sh	ss, sh	SA	5-8	ss sh	8	はっきりした 方向性なし	?

I1: N40°~70°W に小断層がよく集中する。

J1: 小断層は N30°~40°W によく集中している。

K1: N20°~50°W に断層群は集中している。

L1: 小断層群は N30°E, N30°~50°W に強く集中する。

M1: NS~N20°E に集中する。

N1: N50°~70°W と N20°~30°W の2方向の断層群にまとめることができる。

以上のように各地域での小断層の方向は、必ずしも決まった方向に向いていない。

しかし、各地点の主要な断層系は A の NE-SW 方

向, B の ENE 方向, C の NS 方向, E の NS 方向, G の WNW 方向, I と J の NW 方向, K の NNW 方向となり、北から南にいくにしたがって NE から NS 方向をへて NNW へとその方向をかえていく。H においても NNW の方向をとっている。

一方、断層群の主要な方向と、飯能礫層と基盤のなす高角不整合面の走向との間にはいくつかのパターンがみられる。すなわち、両者がほぼ平行になるもの (A2, C3, D1, G2, H3, I1, K1, M1, N1) が最も多く、ついで両者が斜交するものや直交するものも多い (A1~A2, C3, D1, E1, F1, F2~F4, J1, L1, N1)。

推論—堆積盆地の発生について

記載で述べた地質学的事実にもとづいて筆者らは、飯能礫層の堆積盆地の発生と発展に関して次のように推論した。

1. ブロック隆起と陥没について

緩傾斜を示す飯能礫層の下部層が高角を示す不整合面にアバットしていること。しかも、その高角不整合は走向方向によく連続することなどは、地質図に現われている直線的な不整合線の形態からみて明らかである。このことは、飯能礫層の堆積前に、その堆積盆地の縁辺部に高角の切りたった、よく連続する崖のような古地形が発達していたことを意味する。また、飯能礫層の下部層には、基盤岩にアバットしている縁辺部において、近接する基盤岩起源の角礫と基質からなる不淘汰の角礫層が発達し、また、角礫の礫径が基盤岩にむかって大きくなっていく事実もある。これらの角礫層はいわゆる崖錐性の礫にほかならない。すなわち、上記で推定した堆積盆地の縁辺部に切りたった、よく連続する高角の古地形の推定は、このような縁辺基底礫岩相からも支持される。

そして、この高角の古地形は、全体として南北方向にのびていたが、個々の地域では、さまざまな方向をもつジグザグの形態をとっていたと推定される。基盤岩を切る固結～半固結の断層の大部分が高角の正断層であることも、このような古地形の存在を物語っている。

また、すでに述べたように、個々の地域にみられる断層系と不整合面（もしくは断層面）とは、平行する場合もあるし斜交することもある。

第 17 図には A～K 地域における基盤岩中の断層の一般走向分布を示した。太い実線はその地域で最も顕著に発達する断層の走向を表現している。ただし、線の長さは、断層の走向のみを表わしたもので断層の量的関係を表現したものではない。これは第 16 図と同様に北側半分の走向だけを表わしている。この図にはまた、飯能礫層基底の高角不整合面の主要走向をも示した。

A～K 地域を概観したとき、この付近の飯能礫層基底の高角不整合面の主要方向は、全体として西に凸になるような形態を示していることがわかる。すでに述べたように、各地点での断層系の主要な方向は北から南にいくにしたがって NE—NS—NNW とその方向を変化していくのである。すなわち全体としてみると、基盤岩と飯能礫層との境界の方向に平行な断層系が卓越していることがわかる。D 地域では、断層系の方向が NE 方向と NW 方向、F 地域では NE 方向をとっているが、これは、基

第 17 図 基盤中の断層の走向一般分布。

1. 基盤, 2. 飯能礫層, 3. 主たる断層系（実線）と副次的な断層系（破線）の方向, 4. 飯能礫層堆積直前に発生したと推定される断層帯。

盤岩と飯能礫層の境界線が著しくずれていることから、前述の一般方向とは異なってくるのであろう。

これに対して、第 17 図の破線であらわされたように上記の断層系の方向にほぼ直交する断層系が発達しているが、これらは堆積盆地の西縁の一般的方向とは交叉し、副次的な断層系であるとみられる。

また、K～L 地域も全体としては飯能礫層は西に凸になる形態をとっている。L においては、断層系の主要な方向は NW 方向であることが読みとれる。これらの断層はすでに述べたように正断層が圧倒的に多い。

以上のことから本地域において、飯能礫層の下部層が堆積した堆積盆地は、第 17 図に示したような基盤岩中

に生じた一定の幅をもつ正断層群によって盆地側の基盤が落ちこんだために生じた陥没盆地であると考えられる。

これらの正断層群は重力性の正断層と考えられるので、造構力は垂直方向から加わったと考えるのが妥当であろう。このような造構力によって盆地の縁辺に平行した正断層がまず形成され、応力配置が変化してこれに直交する断層系が形成されたと考えられる。つまり、最大圧縮応力 σ_1 は垂直であるが、中間主応力 σ_2 と最小圧縮主応力 σ_3 の方向が入れかわったと考えられる。

すなわち、全体的な不整合の方向に平行する断層群が大スケールの長軸方向にそって生じた longitudinal な性格のもので、不整合に直交ないし斜交する断層群が transversal な性格を示すものと解釈できる。場所によって一般的な方向からそれるのは、地域毎の地質構造差によるのであろう。

ところで、陥没をおこした断裂が上記に推定したように、飯能礫層の堆積直前に生じた垂直方向のつきあげによって生じたとすれば、そのつきあげの実態を何か別の資料によって確かめれば、より正確を期することになるであろう。しかし、本地域における飯能礫層は少なくとも中新世以前の古い基盤岩のなす不整合面上に発達しているので、飯能礫層の堆積直前に生じたであろうつき上げ運動の時代とその実態を復元することは困難である。したがって、上記の断裂をもたらしした隆起運動の実態に関してはまだ不十分な結論といった方がよいかもしれない。すなわち、つき上げが、たとえば、地質現象としての隆起～削剝をおこすようなものであったのか、それとも短時間の単なるつき上げ現象であったのか、といったことがまだ明らかではないということである。

2. 陥没盆地の埋立てと沈降にともなう堆積作用について

すでに述べたように、飯能礫層下部層は、高角不整合面に対してアバットし、しかも、このアバット量は基盤岩に接した付近のボーリング資料を参考にすると、270m 以上を示している。したがって、陥没量が数 100 m 以上にも達する陥没盆地は、飯能礫層の下部層によってほぼ埋立てられてしまったと考えてよい。また、陥没盆地を埋めたてた下部層の縁辺部の層相は、陥没盆地のへりに発達していた急崖をなす古地形が崩壊することによって生じた崖錐性の角礫である。

飯能礫層下部層の層相は、基盤から離れるにつれ、次第に泥質となる。一般に、シルト～粘土層と角礫～亜円礫の互層やシルト～粘土層などに変化している。そして、この泥質の地層内には亜炭層ないしは多くの材化石

が含まれるのが普通である。また、これらのシルト～粘土層内には、しばしば、角礫質の細礫も含まれている。このような層相は、流れがあまり強くない水底の環境下で形成したことを示すのであって、おそらく、飯能礫層の下部層が堆積したときの堆積盆地には、滞水量がきわめて少なく、盆地縁辺にもたらされた崖錐性礫から洗いだされたシルト分や粘土分が、とき折、盆地中心側へと氾濫した水によって懸濁し、沈積したものであろう。また、盆地内には植物が繁茂し、それらが立木の化石として残されたり、あるいは、材化石、ないし、亜炭層の堆積をもたらししたのであろう。

記載で述べたように、飯能市矢風付近では、下部層の上部にスランプ構造が発達したり、また、飯能市不動の沢付近には、下部層と上部層の境界に、ダイアステムとみられる侵食面がみられる。これらの分布地域は、いずれも基盤岩の発達する前縁部にあって、しかも、その付近から基盤の分布域と反対側に上部層の厚さが急に増加しているの、おそらく上部層の堆積期にこの付近を支点として、盆地側が急激に沈降したことを意味する。スランプ構造の発生は、このような変動が契機となったものと解釈できるし、ダイアステムも、沈降と非沈降の蝶つがいの支点部分に働いた強い水流によって削剝されて生じたものであろう*。

上部層は、上記のダイアステム関係を示す地点以外では下部層とつねに整合関係にあることについてはすでに述べた。また、この上部層は傾斜のゆるやかな基盤岩上面に対してオーバーラップの不整合関係にあることについてもすでに述べた。これらのことは、第一に飯能礫層の下部層が、陥没凹地を埋めたてたのちに全般的な沈降運動が進行し、堆積凹地が生じ、かつそれが拡大し、下部層の堆積域のわくをはみ出して、基盤岩の分布する高地にまで広く上部層が堆積したか、あるいは第二に、海進の進行によって、水域がより広がり、ために、上部層の分布域が下部層のそれよりも拡大したかのどちらかを意味する。

飯能礫層に対比される多摩丘陵に分布する大矢部泥層からは浅海性の貝化石が産出するので、本層の堆積時には海進が進行したとみられるが、さきに述べたように、下部層から上部層にかけてスランピングやダイアステム

* これとちがってこうしたダイアステムは、局所的な隆起運動によって、小規模な陸上侵食をうけたために生じた部分不整合という解釈ができるかもしれない。しかしながら、この地点の後背部において、上部層が基盤岩に対してオーバーラップしていることは、下部層の堆積期から上部層の堆積期にかけて次第に堆積の場を拡大していったことを意味している。したがって、上記のような隆起現象がこの時期に出現することはありえないのである。

が出現したり、あるいは、地層が東方へ同斜構造を示していることからみて、それは一種の傾動運動をした可能性をも示しており、単なる海進による盆地の拡大という第二の見方よりも、第一に述べたような、沈降の増加による堆積盆地の拡大を考える見方が正しいと思われる。

3. 飯能礫層堆積後の変動について

西多摩郡日の出町の平井橋付近では、第 13 図で示したように、基盤岩に接する飯能礫層の下部層は $70^{\circ}\sim 80^{\circ}$ の高角を示しているが、そこから 70m も離れると急にゆるやかな傾斜をもつようになる。

この構造は、おそらく下部層堆積前に生じた断層が、下部層堆積後に再活動して、下部層の一部を局所的につきあげて生じた撓曲構造を意味するものである。このような撓曲構造の存在は、盆地発生期の断裂が、堆積盆地形成後も活動したことを意味するものであろう。

第 18 図 堆積盆地の発生過程の模式図。

- A. 隆起—断裂期, B. 盆地形成期,
C. 角礫層堆積期, D. 盆地埋立期,
E. 沈降開始・円礫層堆積期, F. 現在。
▲ 角礫層, ○ 円礫層。

ま と め

本論は、関東山地東縁部に発達する鮮新—更新統の堆積盆地が、垂直方向のつきあげによって生じた高角断層群によって生じた陥没を契機として発生し、引きついで生じた沈降運動と海進によって発展したものであることを述べたものである。このような造盆地運動が、いわゆる島弧変動の特性を示すものであることについては、従来から指摘されているとおりである（第 18 図）。一方、こうした運動を横圧力のために生じた基盤褶曲によるたわみによって説明したり、海水準の上昇のみによって説明したりするむきもある。しかし、これらの説明によって造盆地運動がすべて解決できるとは、筆者らの調査研究からは考えられないのである。

文 献

- 藤本治義, 1932: 関東山地東南部の地質学的研究. 地質雑, 39, 430—457.
——, 1951: 日本地方地質誌, 関東地方. 337 p., 朝倉書店
藤田至則, 1970: 北西太平洋の島弧周辺における造構運動のタイプとそれらの相関性. 島弧と海洋, 1—30, 東海大学出版会.
——・河村善也・加藤碩一, 1975: 日本列島における新第三紀末期—第四紀の応力—造構力の場について. GDP 連絡紙, no. 3, 69—73.
——・松尾行洋, 1977: 島弧変動期における堆積盆地の発生. 地質学論集, no. 14, 245—254.
福田 理・高野 貞, 1951: 東京都青梅町東北方阿須山丘陵の地質. 地質雑, 57, 459—472.
堀口万吉・角田史雄・清水康守・駒井 潔・板東尋子・栗原陽子, 1977: 関東平野西部入間川沿いに発達する仏子粘土層の再検討. 埼玉大教養部紀要, no. 13, 93—98.
菅野三郎・新井重三, 1964: 五日市盆地の第三系について. 秩父自然科学博物館報, no. 12, 1—15.
松丸国照・須藤和人・瀬名波任, 1976: 埼玉県入間郡日高町高麗川河床からのオルビトリナ化石の発見. 地質雑, 82, 661—662.
三梨 昂, 1977: 層厚変化による堆積層の区分単位とその基盤運動. 藤岡一男教授退官記念論文集, 249—260.
渋谷 紘・堀口万吉, 1967: 関東山地東縁部に白亜紀層の発見. 地質雑, 73, 593—594.
新藤静夫, 1969: 武蔵野台地の地下地質. 地学雑, 78, 1—22.
竹越 智・石垣 忍・松尾行洋・足立久男・藤田至則, 1977: 関東山地東縁における鮮新世の堆積盆地の発生について. 陥没総研連絡紙, no. 2, 4—5.