埼玉県日高市に分布する矢風凝灰岩層および 飯能礫層の堆積環境

新 井 健 司*

Sedimentary Environments of Yaoroshi Tuff and Hanno Gravel Distributed in Hidaka City, Saitama Prefecture

Kenji ARAI*

Abstract

Plio-Pleistocene fluvial sediments are distributed in the hills along the western margin of the Kanto Plain. In this paper, the author reports its sedimentary environments at Hidaka City, Saitama Prefecture, namely, those of Yaoroshi tuff, Hanno gravel and their correlatives.

The basement in this area (Chichibu Paleozoic and Mesozoic formations and Takaoka formation) is divided into three zones structurally by Koma-Hongo and Komagawa fault systems. And terrace deformation dipping toward the Kanto Plain is recognized on its surface.

Yaoroshi tuff is in fault or unconformity contact with the basement in part of Koma-Hongo fault system. The vertical displacement of each fault system is over 50 m. Yaoroshi tuff is not distributed in west of Koma-Hongo fault system.

Hanno gravel, conformably overlying Yaoroshi tuff, is in fault or unconformity contact with the basement. Hanno gravel and its correlatives were formed by old long rivers, of and the valley bottoms were at least 140 m above sea level in Koma River system area and at least 150 m above sea level in Shukuya River system area.

Boulders of granite and diorite characterizing Hanno gravel in the south of Tenran-zan (Mt. Tenran) are not found in the investigated area. This fact suggests that the area was in different conditions of sedimentation from the southern area. The ridge directions of Koma Hills and Moroyama Hills had already settled before dissection proceeded.

The gravel from Moroyama Hills and the adjacent areas is divided into the lower and the upper layers. The former is correlated with Yaoroshi tuff, while the latter with Hanno gravel.

When Yaoroshi tuff deposited, forested stable land had extended widely. And short rivers flowing out from near mountains sometimes flooded and destroyed forests. After Yaoroshi tuff was formed, long rivers transported boulders with sands in large quantities from distant western mountains. These old long rivers kept their main courses to the present as Koma River system and Shukuya River system, and they mixed gravels by gathering currents and forming talus deposits.

* 上武大学経営情報学部

* Faculty of Management and Information Science, Jobu University

I. はじめに

関東平野の西縁部には、関東山地から突き出た半島状の丘陵や、山地から離れた残丘状の丘陵が多数並んでいる。これらの丘陵は、いずれも礫層で特徴づけられる中新統～下部更新統で構成されている（日本の地質「関東地方」編集委員会，1986）。

南部の加住・草花・高麗の4丘陵には、^やおろし矢風凝灰岩層（命名者不明）とその相当層および飯能礫層（福田・高野，1951）が広く分布している。これらの地層に関する研究として、福田・高野（1951）の層序学的研究、竹越ほか（1979）の構造地質学的研究、三友ほか（1986）の珪藻化石をもとにした古環境学的研究などがある。また、埼玉県県民部県史編さん室荒川調査班（1987）は、竹越ほか（1979）および石垣・竹越（1982）による礫種組成の調査結果と関東山地の地形的特徴をもとに、更新世前期の荒川の流路を推定している。

最近では、日高町史編集委員会・日高町教育委員会（1991）が日高市（旧日高町）の自然環境調査を実施し、その結果をもとに同市の地形・地質および地史の総合的な紹介を行なっている。

東京都から埼玉県北部にかけて分布する丘陵群は、いずれも主要構成層が同層準とみなされ（例えば、竹越ほか，1979），共通する特徴である大量の礫質堆積物がどのようにして運搬・堆積されたのかという基本的な問題が存在している。

また、地形・地質的要素の違いが示唆する堆積環境の地域差やその時代的変遷についての問題も興味深い研究課題となっている。

このような問題を解明するためには、従来詳細な研究が少なかった高麗丘陵以北の地域を含む広域的な調査を実施し、堆積物の後背地や基盤の地殻変動との関係を重点的に検討する必要があると考える。

本稿はこのような観点から、高麗丘陵・毛呂山丘陵および両丘陵間の入間台地の一部（埼玉県日高市域）を研究対象地域として、同地域に分布する矢風凝灰岩層および飯能礫層の堆積環境を考察したものである。

図1 調査地域の位置

1. 山地, 2. 丘陵, 3. 洪積台地, 4. 沖積低地

Fig. 1 Location of the study area

1. mountains, 2. hills, 3. diluvial upland, 4. alluvial lowland

II. 調査地域の概観と調査方法

1) 調査地域の概観

調査地域の地形は、西部の山地と中・東部の平野に大別される。山地と平野の境界は、いわゆる八王子構造線の一部であり、南北方向に続く明瞭な地形・地質上の境界線になっている（図1）。

山地は、奥武蔵あるいは外秩父とよばれる関東山地東部の縁辺部にあたり、高麗川水系により開析された低山地域である（図2）。山地の地質は、堆積岩類を主とする秩父中・古生層と下部白亜系高岡層（石井・田口，1986，1988）で構成される（図3）。

平野は、さらに丘陵・台地・低地に細分される。丘陵は高麗丘陵と毛呂山丘陵で、いずれも山地の端から東北東方向へ突出した形態をなす。丘陵は主に礫層とシルト層で構成される。平野の大半を占める台地は、砂礫からなる扇状地性の堆積平野を土台として形成されたもので、3段の段丘地形が発達する。巨視的には、本地域の台地は北の越辺川流域から南の入間川流域にかけて広がる入間台地の一部に相当する。また、低地の占める面積は小さく、高麗川と小畦川に沿った狭長な沖積地として分布するにすぎない。

図 2 調査地域の地形学図

1. 山地, 2. 丘陵, 3~5. 洪積台地 (3. 下末吉面, 4. 武蔵野面, 5. 立川面), 6. 麓斜面および小扇状地, 7. 沖積低地, 8. 人工平坦地

Fig. 2 Geomorphological map of the study area

1. mountains, 2. hills, 3-5. diluvial upland (3. Shimosueyoshi surface, 4. Musashino surface, 5. Tachikawa surface), 6. colluvial slope and small scale alluvial fan, 7. alluvial lowland, 8. artificial flat

2) 調査方法

調査地域の矢風凝灰岩層および飯能礫層の分布・構造と基盤地質との関係を明らかにする目的で、現地調査を実施するとともに、地域内の各地で得られたボーリング資料を用いた考察を行なった。

さらに、飯能礫層の礫の堆積プロセスを明らかにする目的で、礫種鑑定、礫の形態分析および礫のオリエンテーション測定を実施した。資料の採集にあたっては、まず標準的な露出地点14地点を選定し、各地点の露頭で局所的な擾乱のない範囲(1m×1m)に含まれる100個の礫を任意抽出した。抽出後、各礫の礫種・平均粒径・円磨度・扁平度を計測し、地点間の特徴を比較した。

また、以上14地点に19地点を加えた33地点においては露頭内で礫の長軸方向を測定し、古流向を求めた。この場合の資料の抽出方法と個数は、礫種・形態調査の場合と同じである。

III. 結 果

1) 基盤地質

秩父中・古生層は、砂岩・粘板岩互層、チャート層、輝緑凝灰岩層を主とし、他に石灰岩、礫岩、玄武岩質枕状溶岩、凝灰角礫岩、蛇紋岩の各小岩体若干挟在する。

一般走向は N 30~70°W で、全体的には南西上位の単斜構造であるが、小規模の褶曲構造も存

図 3 調査地域の地質図

1. 沖積層, 2. 崩積堆積物, 3~5. 段丘堆積物 (3. 立川期, 4. 武蔵野期, 5. 下末吉期), 6. 飯能礫層, 7. 矢嵐凝灰岩層, 8・9. 毛呂山丘陵付近の礫層 (8. 上部層, 9. 下部層), 10. 高岡層, 11~13. 秩父中・古生層 (11. 砂岩-粘板岩互層, 12. チャート層, 13. 輝緑凝灰岩層), 14. 断層, 15. 背斜軸, 16. 向斜軸, 17. 傾斜層の走向・傾斜, 18. 垂直層の走向

Fig. 3 Geological map of the study area

1. alluvium, 2. colluvium, 3-5. terrace deposit (3. Tachikawa age, 4. Musashino age, 5. Shimosueyoshi age), 6. Hanno gravel, 7. Yaoroshi tuff, 8・9. gravel in Moroyama Hills (8. upper, 9. lower), 10. Takaoka formation, 11-13. Chichibu Paleozoic and Mesozoic formation (11. sandstone-slate alternation, 12. chert, 13. schalstein), 14. fault, 15. anticlinal axis, 16. synclinal axis, 17. strike and dip of inclined beds, 18. strike of vertical beds

図 4 巾着田およびその周辺のボーリング地点と露出層

1. ボーリング地点, 2. 地質断面 (図 5) の位置, 3. 飯能礫層, 4. 矢風凝灰岩層, 5~8. 基盤岩類 (5. 輝緑凝灰岩, 6. 粘板岩, 7. 砂岩, 8. チャート), 9. 断層

Fig. 4 Borehole sites and exposed beds in and around Kinchakuda

1. borehole site, 2. location of geological section (Fig. 5), 3. Hanno gravel, 4. Yaoroshi tuff, 5-8. basement rocks (5. schalstein, 6. slate, 7. sandstone, 8. chert), 9. fault

在する。また、八王子構造線に並行する N-S 系の断層やリニアメントの他に、NE-SW 系および NW-SE 系のリニアメントが認められる。このようなリニアメントを境に地層が分断され、複雑な変形構造が支配していることがわかる。

高岡地区の高麗川河床と背後の山地には、下部白亜系高岡層が散在的に分布する。同層は、礫岩および砂岩・頁岩互層からなり、有孔虫・石灰藻・二枚貝・サンゴ・ウニ等の化石を産出する (石井・田口, 1986, 1988)。

2) 矢風凝灰岩層

矢風凝灰岩層は基盤岩類の上に不整合で重なり、飯能礫層によって覆われる。細礫大の亜角~角礫を大量に含む泥層や凝灰質粘土層~細粒凝灰岩層からなり、軽石層・礫層・泥炭層などが挟在する (三友ほか, 1986)。

高麗川の流路は、山地から台地に出た所で U 字形に蛇行する。曲流に囲まれた部分には「巾着田」とよばれる低地が広がり、丘陵の斜面には河道に沿って侵食崖が断続的に続く。この侵食崖に露出する地層は大部分飯能礫層であるが、一部に矢風凝灰岩層の最上部をみることができる。ここでは固結度の高い青灰色の凝灰質シルト層である。

高麗川河床以深の本層は、巾着田のボーリング資料 (三菱建設, 1970; INA 新土木研究所, 1972; アジア水源, 1982) にみることができる。下部層 (礫質) が 11 m 以上、上部層 (シルト質または粘土質) が約 18 m で、合わせて 29 m 以上の層厚になる (図 4, 5)。

また、台の西台山 (図 2) の山頂とその南方尾根上で実施されたボーリング調査および弾性波探査 (西武鉄道・日本物理探査, 1988) によると、南方尾根上で深度 37 m 付近まで (ボーリングでは、最終深度 25 m まで) 粘性土層が続く。この粘性土層はシルトを主とするもので、部分的に細礫混じり砂や粘土を含み、基盤 (砂岩層) を直接覆う (図 6)。その上限は、巾着田の高麗川河岸にみられる矢風凝灰岩層の上限より 68 m 以上も高い位置にあることになるが、層相や基盤との関係から、同一層とみなすことができる。したがって、南方尾根の資料を考慮すると、本地域での矢風凝灰岩層の最大層厚は 37 m 以上と推定される。

3) 飯能礫層

飯能礫層は矢風凝灰岩層の上に整合で重なり、仏子粘土層に整合で覆われるが、本地域では仏子粘土層との関係は確認できない。また、矢風凝灰岩層が欠如する所では、不整合や断層で直接基盤岩類と接している。

本層は、巾着田の高麗川河岸の侵食崖で模式的にみることができるが、今回の調査では崖の背後の丘陵上で調整池の造成工事が行なわれていたた

図 5 巾着田の地質断面

1. 沖積層, 2. 飯能礫層, 3. 矢風凝灰岩層上部 (シルト~粘土質), 4. 矢風凝灰岩層下部 (礫質), 5~7. 基盤 (5. 輝緑凝灰岩, 6. 粘板岩, 7. 砂岩), 8. 断層
ボーリング地点 (No. 1~8) の位置は図4に示す。

Fig. 5 Geological section of Kinchakuda

1. alluvium, 2. Hanno gravel, 3. upper Yaoroshi tuff (silty or clayey), 4. lower Yaoroshi tuff (gravelly), 5-7. basements (5. schalstein, 6. slate, 7. sandstone), 8. fault
Locations of borehole sites (Nos. 1-8) are shown in Fig. 4.

めに、多くの露頭で観察することができた。高麗丘陵の大部分が飯能礫層で構成され、調整池予定地から丘陵の先端までの間に散在する小露頭にも同層をみることができる。他に、高麗川の獅子岩橋の上流右岸 (白亜系高岡層露頭) や獅子岩橋の下流の旧河道沿いの侵食崖にも露出する。

飯能礫層は、径30 cm 以下の円~亜円礫と礫の間を充填する中粒砂およびシルトで構成される。礫の風化が進んでおり、チャート以外の礫はもろく、割れやすい。礫種は、砂岩とチャートを主とし、他に数種の堆積岩類を含む。層相変化は少ないが、しばしばシルト質のレンズ (層厚0.1~3.0 m) が挟在する。礫の淘汰は不良で、斜交層理が散見される。

高麗丘陵の脊梁付近で推計すると、飯能礫層の全層厚は100 m 以上に及ぶ。さらにボーリング資料により、巾着田および入間台地の地下に本層の

延長部を追うことができる。しかし、高麗川水系の侵食のために、台地の地下では層厚20 m 程度に減少している。

4) 矢風凝灰岩層・飯能礫層の構造と基盤との関係

矢風凝灰岩層と飯能礫層は、ともに北東に向けて緩く傾斜した構造である。走向は N58~85°W で、傾斜は14~30°N という実測値が得られた。しかし、傾斜の平均はより小さい値になることが推定される。巾着田の地下構造を考慮すると、両層の境界面付近は3°±N である。

本地域においては、矢風凝灰岩層と基盤岩類が接する露頭がない。しかし、以下の地点では飯能礫層が直接基盤岩類に接している。

- ① 台の滝不動尊脇の大沢の谷壁
- ② 野々宮の野々宮神社下の段丘崖
- ③ 栗坪の獅子岩橋上流右岸

図 6 西台山および西台山南方尾根の地質断面

1. ボーリング地点, 2. 地質断面の位置, 3. 断層, So: 表土, Gs: 細礫混じり砂, Si: シルト, Cl: 粘土, SSi: 砂礫混じりシルト, WSs: 風化砂岩, Ch: チャート, Ss: 砂岩, ~km/sec.: 弾性波速度 (西武鉄道・日本物理探鑑 (1988) を一部改変)

Fig. 6 Geological section of Nishidai-yama and 'Nishidai-yama nanpo-one' (ridge south of Nishidai-yama)

1. borehole site, 2. location of geological section, 3. fault, So: surface soil, Gs: sand containing granule, Si: silt, Cl: clay, SSi: silt containing sand and granule, ~km/sec.: elastic wave velocity (modified from Seibu Railway and Nihon Butsuri-tanko, 1988)

①～③のうち、①と②の露頭では、基盤岩類との間の高角の断層面に飯能礫層がアバットする。③の露頭では、飯能礫層が下部白亜系高岡層と低角の不整合面を介して接する (①は、竹越ほか、1979に記載あり)。

すでに述べた通り、西台山とその南方尾根で実施したボーリング調査および弾性波探査の結果、南方尾根が深度37 m 付近まで矢風凝灰岩層とみられる粘性土層で構成されていることが判明した。一方、西台山は地表から最終深度30 m まで、すべて基盤岩層 (砂岩層) であることが明らかになっている。西台山山頂と南方尾根の稜線は、わずか160 m しか離れていないので、以上の調査結果

はこの地域が垂直変位量の大きい高角の断層により囲まれ、地塊化していることを示唆するものである。

また、北平沢の馬場下橋付近でのボーリング調査 (佐藤工業・応用地質調査事務所, 1979) は、石灰岩搬出用のベルトコンベヤーの計画路線上で実施されたものである。この路線は、山地と平野 (台地) の境界を西北西-東南東方向に横断している。山地と平野の境界付近では、山麓の地点 (図7: ボーリング地点 No. 1) において地下20 m 以深まで基盤岩類 (秩父中・古生層) であるのに対し、これより約120 m 離れた台地上の地点 (図7: ボーリング地点 No. 2) においては、地

図 7 入間台地（西部）のボーリング地点

1. ボーリング地点, 2. 地質断面の位置

Fig. 7 Borehole sites in Iruma Upland (western part)

1. borehole site, 2. location of geological section

下20 m 以深まで段丘礫層および飯能礫層の一部とみられる礫混じり粘土となっている。この地域でも西台山地域と同様に、近接した2地点間に地質構造上の明瞭な相違が認められる。

以上の例にみられるように、矢風凝灰岩層・飯能礫層と基盤との間には、一部に低角の不整合関係を含むが、多くの地点で高角の断層もしくは断層と推定される地質境界が存在する。

5) 入間台地（西部）の地下地質

入間台地は、高麗川によってつくられた扇状地を土台として形成された台地である。入間台地西部の各地で得られたボーリング資料（図7）によると、地下地質の一般的な層序は概ね次の通りである。

表土（0.5～1 m）の下には、ローム層（1～3 m）、扇状地堆積物（礫層2～6 m）があり、さらに地下20 m 付近まで礫層が続く。この礫層は上位の扇状地堆積物の礫層に比べて固結度が高く、部分的に粘土層が挟在する（図8）。

約20 m 以深からは、N値が高い粘土層が現われる。この粘土層は、シルト層および礫層を伴い、その中には火山灰・浮石・腐植物の密集層等が挟在する。粘土層の基底は判然としなが、35～40

m の深度に存在するものと推定される。これより深部では、厚い砂礫層と泥層（粘土層・シルト層）の互層となる。

日本セメント株式会社埼玉工場（南平沢）におけるボーリング調査（川崎ボーリング、1954）では深度240 m まで、旭ヶ丘における深井戸調査（日高町、1980年に春日鑿泉株式会社施工）では深度200 m まで、それぞれ掘削している。

いずれの場合も、深部では部分的に貝化石を含む（-144～-191 m）砂礫層・泥層の互層が連続し、基盤には到達していない。

6) 毛呂山丘陵付近の礫層

稜線に日高市と毛呂山町の境界が通る毛呂山丘陵は、高麗丘陵と同様に礫層を主とした地層で構成される。日高市山根の国際射撃場跡地や城山橋南方の高麗川河岸（坂戸市多和目）などで、丘陵上部の礫層が観察できる。また、丘陵の南側を流れる宿谷川（高麗川支流）は、その基底を下刻し、河岸の侵食崖に丘陵下部の礫層を露出させている。

丘陵上部の礫層（上部層）が粗粒で水磨された礫であるのに対し、丘陵下部の礫層（下部層）は細粒で角礫が多く、シルト層と互層をなす。上部層と下部層の関係は直接確認できないが、整合的で走向・傾斜はN4～42°E, 12～32°Sである。また、礫層には斜交層理の発達する部分が含まれる。

基盤との関係は、宿谷川中流（上大寺）において観察できる。ここでは、河岸の礫層が基盤の粘土化したチャート岩体（秩父中・古生層）に高角でアバットする。これより上流へ30 m にわたってチャート中に生じた断層破碎帯が続く。

7) 山地内の礫集積地

調査地域における飯能礫層の分布地は、台の西台山以東に限定される。しかしこれとは別に、本調査で高麗本郷市原の標高140～180 m の谷壁斜面と横手1丁目西武飯能日高団地北方の小山（無名）の山頂（標高183 m）に、飯能礫層の構成礫とみられる礫の集積地が確認された（図9）。

礫集積地では、数個～数10個の円礫～亜円礫（径10～30 cm）が半ば表土に埋没した状態で集合

図 8 入間台地（西部）の地質断面

1. 沖積層, 2. 飯能礫層, 3. 矢蕨凝灰岩層上部, 4. 矢蕨凝灰岩層下部, 5. 先更新統, 6. 輝緑凝灰岩, 7. チャート 8. 断層
ボーリング地点 (No. 1~18) の位置は図7に示す。

Fig. 8 Geological section of Iruma Upland (western part)

1. alluvium, 2. Hanno gravel, 3. upper Yaoroshi tuff, 4. lower Yaoroshi tuff, 5. pre-Pleistocene, 6. schalstein, 7. chert, 8. fault
Locations of borehole sites (Nos. 1-18) are shown in Fig. 7.

図 9 山地にみられる飯能礫層起源の礫の集積地

Fig. 9 Accumulated gravels derived from Hanno gravel in mountains

しており、内部に堆積構造は認められない。

また、毛呂山丘陵付近の礫層の場合も、前述の通り宿谷川中流以東に限定された分布を示す。しかし、基盤岩類との境界より500 m 上流の埼玉ゴルフクラブの小山（無名）の山頂に、礫層構成礫の集積地が存在する。

このような山間部の礫集積地は、飯能市以南の地域にも散在的に分布する（竹越ほか，1979）。

8) 礫層構成礫の特徴と古流向

飯能礫層および毛呂山丘陵付近の礫層は、運搬力の大きい河川により長期間にわたって形成されたことが推定される。そこで前述の方法により、当時の古流向の復元を試みた。

飯能礫層の礫は一般に粒径が大きく、砂岩とチャートの占める割合が大きく、少量ではあるが基

表 1 飯能礫層および毛呂山丘陵付近の礫層の粒径・形態・礫種組成
計測地点 (1~14) の位置は図10に示す。

Table 1 Grain size, shape and lithologic composition of Hanno gravel and gravel in Moroyama Hills
Locations of measuring points (1~14) are shown in Fig. 10.

Stratigraphic classification	Locality number	Grain size distribution					Mean diameter mm	Lithologic composition										Roundness			flatness	
		16 ~ 32	32 ~ 64	64 ~ 128	128 ~ 256	%		Sand	Chert	Slate	Con- glomer- ate	Schal- stein	Acidic tuff	Horn- fels	%	0.3	0.5	0.7	0.6	0.8		
		0	50	100	0			↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓								100
		↓	↓	↓	↓			↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓								↓
Upper gravel in	1																					
Moroyama Hills	2																					
Lower gravel in	3																					
Moroyama Hills	4																					
Hanno gravel	5																					
	6																					
	7																					
	8																					
	9																					
	10																					
	11																					
	12																					
	13																					
	14																					

盤を構成するさまざまな岩種の礫を含み、かつ円磨度が高いという特徴をもつ (表1)。

一方、毛呂山丘陵付近の礫層は上部層・下部層別にみると、下部層は粒径値が小さいが、上部層は粒径値が大きく飯能礫層に似る。

以上より、飯能礫層および毛呂山丘陵付近の礫層の上部層は、遠隔地に供給源をもつ礫で構成されていることがわかる。

古流向の調査結果 (図10) からは、飯能礫層を堆積させた河川が南西から北東に向かい、毛呂山丘陵付近の礫層を堆積させた河川が西南西から東北東に向けて流れていたことが読み取れる。ただし、このような“本流”的な流向の他に、No. 5, No. 9 においてみられるような“支流”的な流向も認められる。これらは礫種組成から、近隣の後背地に源流を求めることができる。

9) 化石

本地域の矢嵐凝灰岩層および飯能礫層から化石の産出はなく、わずかに巾着田外縁の矢嵐凝灰岩層に、炭化樹木の一部とみられる炭質物細片が少量包含されるにすぎない。

毛呂山丘陵付近の礫層には部分的に樹木片が含まれるが、次の2地点においてメタセコイアとみられる大型の樹木化石を産する。

1. 宿谷川中流 (山根): 河床のシルト層 (下部層) 中に直径1m の2本の樹木化石が露出する。これは樹木が直立状態のまま埋没し、後に水流に侵食された結果、樹幹断面が現われたもので、現地性化石である。

2. 高麗川・久保下橋下流右岸 (南平沢): 河岸のシルト層 (下部層) 中に数個の樹木化石 (最大1.2~0.6 m) が露出する。これは樹幹部が水流による運搬の過程で分断され、横転した状態で埋

図 10 飯能礫層および毛呂山丘陵付近の礫層の古流向
矢印は計測地点とその地点の古流向を示す。番号（1～14）の付いた矢印は、古流向の計測とともに
粒径・形態・礫種組成（表 1）の計測を行なった地点を示す。

Fig. 10 Paleocurrent directions of Hanno gravel and gravel in Moroyama Hills
Arrows show measuring points and paleocurrent directions. On the points indicated by arrows
with number (1-14), gravels grain size, shape and lithologic composition (shown in Table 1)
are measured besides paleocurrent direction.

没したものである。

10) 八王子構造線の断層系

4) で述べたように、矢風凝灰岩層・飯能礫層および毛呂山丘陵付近の礫層は、多くの地点において高角の境界を介して基盤と接する。境界は、巨視的には八王子構造線の一部であり、一連の堆積が造構的な運動と関係していることがわかる。

八王子構造線は、関東山地と関東平野を分ける地形・地質的な境界線が東京都八王子市を通過するのに因んで、Yabe and Aoki (1926) により「八王子線」と呼ばれたことに由来する。

八王子構造線は複数の断層の集合体であり、その多くは高角の正断層であるとされる（例えば、竹越ほか，1979）。第三紀以降、特に第四紀に入って活発化した関東造盆地運動により、平野側が沈降し、山地側が隆起するという、東西相反する垂直運動の結果形成されたと考えられている。

八王子構造線を構成する断層は、地表では短い直線状の断層線が複雑に組み合わせり、断層系をなす。本地域ではこのような断層系が2列あり、約1 km の間隔をあけて並走する（図11）。両断層系は全長約1 km 以下の断層の複合体であり、断層谷や断層崖が屈曲しながら連続する。

本稿では、これらの断層系を「高麗本郷断層系」および「高麗川断層系」と呼ぶことにする。

1. 高麗本郷断層系

毛呂山町小田谷から日高市高麗本郷を経て飯能市山手町に至る、全長約10 km の断層系である。山地を南北に通る直線的な谷地形の複合体として現われている。巾着田以北の部分は、貝塚・松田 (1982) により、C ? 級活断層（高麗本郷断層）に認定されている。矢風凝灰岩層・飯能礫層の分布域は、この断層系をもってほぼその西縁が限られる。

2. 高麗川断層系

日高市山根から同市楡木に至る、全長約4 km の断層系である。全区間にわたり、ほぼ山地と平野（入間台地）の地形的境界に沿う。日高市新堀では、北流する高麗川の河道と重なる。西側の基盤（秩父中・古生層）と東側の台地部分を構成する新期堆積層が接する明瞭な地質境界でもある。

図 11 2列の断層系

Fig. 11 Fault systems in two rows

以上の断層系により、本地域の地表はブロック化し、さらに山地側から平野側に向けて階段状に低下する構造を示す。

IV. 考 察

1) 矢風凝灰岩層・飯能礫層の分布と構造

1. 矢風凝灰岩層

矢風凝灰岩層は、基盤の上位に直接不整合で重なる（三友ほか，1986）とされる。本地域内には矢風凝灰岩層と基盤の関係が観察できる露頭はないが、分布からは高麗本郷断層系の近くで不整合もしくは断層面にアバットする関係で、基盤に接するものと考えられる。これは、巾着田におけるボーリング調査（アジア水源，1982）の結果からも支持される。

西台山の南方尾根は、地下約37 m まで矢風凝灰岩層によって構成される。この尾根は、次の2点において特異な地質である。

①尾根の東側（先端側）を除く周囲を下位層の基盤岩類に囲まれている。

図 12 高麗本郷断層系の変位と高麗川水系の原谷底

1. 横手1丁目西武飯能日高団地北方の小山山頂, 2・3. 高麗本郷市原の谷壁斜面, 4. 西台山山頂, 5. 西台山南方尾根, 6. 大沢谷底, 7. 高麗丘陵最高点, 8. 巾着田の高麗川河岸, GA: 礫の集積, Si: シルト層, G: 礫層. 数値は標高.

Fig. 12 Displacement of Koma-hongo fault system and initial valley bottom of Koma River system
1. summit of the small mountain north of Seibu-Hanno-Hidaka Danchi (housing complex), Yokote 1-chome, 2・3. valley walls of Ichihara, koma-hongo, 4. summit of Nishidai-yama, 5. 'Nishidai-yama nanpo-one (ridge south of Nishidai-yama)', 6. valley bottom of Ohsawa, 7. the highest point of Koma Hills, 8. river-bank of Kinchakuda, GA: gravel accumulation, Si: silt bed, G: gravel bed. Figures indicate elevation in meter.

②隣接する西台山の基盤上に若干の礫層・シルト層がオーバーラップするが、尾根の周辺に同様の高度・層厚をもつ地層が全く存在しない。

これは、周辺部の断層活動によるブロック化と変位による結果と考えられる。南方尾根は、大沢の侵食谷によって、高麗丘陵本体と隔離されている。大沢の侵食谷の起源は、高麗本郷断層系に属する一断層が形成した断層谷である。南方尾根は、この断層とこの断層に斜交する小断層群によって縁取られている。飯能礫層の分布高度から推定すると、大沢を通る断層の垂直変位量は、少なくとも50m以上に及ぶ(図12)。

矢風凝灰岩層は北東方へ10°前後で傾斜し、層厚は南方尾根で約36mであるが、巾着田では約18mと減少する。高麗丘陵および入間台地の主要部においては、下位の先鮮新統を整合的に覆う模様であるが、詳細は不明である。

2. 飯能礫層

飯能礫層は従来の研究によると、基本的には矢風凝灰岩層の上位に整合で重なる(福田・高野, 1951)が、飯能市西方ではダイアステム現象も知られている(竹越ほか, 1979)。

本地域においても両者の関係は整合的であるが、巾着田外縁においては三友ほか(1986)の指摘もあるように、矢風凝灰岩層の上面が侵食作用を

表 2 層序区分表
Table 2 Stratigraphic divisions

Fukuda & Takano (1951)		Takekoshi et al. (1979)		Mitomo et al. (1986)	This study	
Main study area : Kaji (Azuyama) Hills		Main study area : Kasumi Hills, Kusabana Hills, Sayama Hills, Kaji (Azuyama) Hills, and Koma Hills		Main study area : Kaji (Azuyama) Hills and Koma Hills	Main study area : Koma Hills, Moroyama Hills, and Iruma Upland	
Hanno formation [Lower Pliocene]	Bushi clay (30m±)	Bushy clay (30m+) [Lower Pleisto- cene]		Bushi clay (Uninvestigated)	Bushy clay (Uninvestigated)	
	Hanno gravel (100m±)	Hanno gravel	Upper (130m+)	Hanno gravel (100m-)	Hanno gravel (100m+)	Upper gravel in Moro- yama Hills (50m+)
		[Plio- cene ~ Pleisto- cene]	Lower (0~150m+)	Yaoroshi tuff (0~40m)	Yaoroshi tuff (37m+)	Lower gravel in Moro- yama Hills (30m+)
Basement complex		Basement complex		Basement complex	Basement complex	

受けている。強い水流による部分侵食を伴うダイアステムを考えることができるが、その広がりには不明である。飯能礫層の層相および堆積構造は、しばしば水流の変化する運搬力の大きい河川により形成されたことを示す。

飯能市以南の地域と同様に、本地域においても矢風凝灰岩層を欠く場合は飯能礫層が直接基盤に接する。日高市台の滝不動尊脇の大沢の谷壁では、基盤岩類（チャート・砂岩）の高角不整合面に対して飯能礫層がほぼ水平にアバットする。この地点については、竹越ほか（1979）によってすでに報告されている。

日高市楡木～野々宮には蛇行した高麗川の旧河道に沿う段丘崖があり、所々に飯能礫層が露出する。野々宮神社の下では、基盤（チャート）の垂直断層面にシルト層を挟む飯能礫層が水平にアバットし、大沢と同様の関係をみることができる。

高岡層の露出地である獅子岩橋の上流の高麗川右岸でも基盤（高岡層の砂岩・頁岩互層）と飯能礫層の不整合関係がみられる。しかし、ここでは不整合面が低角で、礫層の礫は角礫である。この地点の礫の供給源は近く、前述の“支流”的な流

れにより運搬されたものと考えられる。

飯能礫層は層理が不明瞭なため、正確な構造の測定はできない。高麗川断層系付近で構造の乱れる部分があるが、全体的には下位の矢風凝灰岩層と同様と考えられる。

層厚は、高麗丘陵では100 m 前後と推定されるが、入間台地では高麗川水系の侵食により失われ、薄くなっている（日高市役所付近では、約20 m）。

2) 毛呂山丘陵付近の礫層との対比

矢風凝灰岩層および飯能礫層は、毛呂山丘陵付近の礫層と次のように対比される。

まず、矢風凝灰岩層は毛呂山丘陵付近の礫層の下部層に対比できる。下部層は、矢風凝灰層に比べて礫・シルト互層中に占める礫層の割合が多いが、シルト層の層相や包含する材化石の産状から、ほぼ矢風凝灰岩層に対比できると考える（表2）。

また、飯能礫層は毛呂山丘陵付近の礫層の上部層に対比できる。両層の層相に顕著な差がなく、地形との関係にも共通性がみられる。ただし、「飯能礫層」の名称をどの範囲に適用するかという点についての検討は、十分に行なわれていない。

命名者の福田・高野（1951）は、「飯能礫層」

は一応加治丘陵・高麗丘陵に分布する礫層（この場合、矢風凝灰岩層を含む）に限定した名称である旨を断わった上で、比企丘陵の物見山礫層、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岩層（竹越ほか、1979の大矢部泥層）に対比している。さらに、竹越ほか（1979）はこれらを同層準とみなし、大荷田礫層、増戸礫層、大矢部泥層を飯能礫層に含めている。

毛呂山丘陵付近の礫層は、高麗丘陵以南の同層準の礫層にも対比できると考える。しかし、物見山礫層等、北方の相当層との関係の詳細が不明で、一連の丘陵群に分布する礫層全体の対比が十分に行なわれていないので、本稿では毛呂山丘陵付近の礫層に対して特定の名称（新称）を用いないことにする。

3) 礫層の形成

1. 山地における礫の堆積

前述の通り、礫層構成礫の集積地が山地内の高所に存在することは、礫の堆積が現在の平野で行なわれていた時代に山地でも行なわれていたことを示すものである。

高麗川流域では、標高140 m 以上、すなわち現在の高麗川河床からの比高50 m 以上に河床をもつ河川があり、大量の礫を運搬していたことが推定される。

また、宿谷川流域では標高150 m 以上、すなわち現在の宿谷川河床からの比高50 m 以上に河床をもつ河川があり、同様に大量の礫を運搬していたと考えられる。

2. 礫の運搬経路

山地から平野にかけての礫の集積地および礫層の分布から、礫を運搬した河川には当時2本の流路があったことが推定できる。1本は高麗川流域から入間川流域にかけての地帯に位置し、他の1本は宿谷川流域から大谷木川流域にかけての地帯に位置していたものとみられる。

礫層構成礫の粒度・形態および礫種組成の傾向には、2本の河川流路の共通性が見出せる。飯能礫層と毛呂山丘陵付近の礫層の上部層を構成する礫は、いずれも平均粒径が大きく、かつ円磨度が高い。これは、供給地が遠く、運搬力の大きい河

川によって礫が運ばれたことを示す。毛呂山丘陵付近の礫層の下部層を構成する礫は、平均粒径が小さく、円磨度も小さい。これは、供給地が近く、運搬力の小さい河川によって礫が運ばれたことを示す。

また礫種組成についてみると、飯能礫層と毛呂山丘陵付近の礫層の上部層には砂岩とチャートがほぼ等量含まれ、合わせた量が全体の85%以上を占める。これには遠方の基盤地質が反映されている。一方、毛呂山丘陵付近の礫層の下部層には砂岩礫がなく、80%以上がチャートで占められ、他に輝緑凝灰岩が10%近く含まれる。これには、丘陵に隣接する山地、すなわち物見山を中心とする山塊の東～北側斜面の基盤地質が反映されている。

獅子岩橋から久保下橋までの高麗川沿いに分布する礫層は、粒度・形態・礫種組成の特徴が多様で、傾向がとらえにくい。これは、前述の2本の河川流路が日高市南平沢付近で合流したために、礫が混合したり、北平沢から高岡にかけての山地斜面から供給された崖錐性の礫が大量に混入したためではないかと推定される。

礫を運搬した河川は、西から東に向けて山地内を流れ、平野に出てからは砂礫を拡散させ、扇状地状の堆積地形を形成した。高麗丘陵や毛呂山丘陵の主稜線は南西から北東に延びるが、古流向の調査結果からは、丘陵部において概ねこの方向に礫の運搬が行なわれており、すでに開析が進行する前に丘陵の延長方向が決定されていたことがわかる。

3. 花崗岩・閃緑岩類の礫

飯能礫層を構成する礫の中で特徴的なのは、花崗岩・閃緑岩類の礫である。石垣・竹越（1982）によると、飯能市天覧山以南の各地の飯能礫層中に花崗岩・閃緑岩類の礫が最高7%含まれるが、天覧山以北（高麗丘陵）では全く含まれないという。本調査地域、すなわち高麗丘陵から毛呂山丘陵にかけての地域では、礫層中に花崗岩・閃緑岩類の礫は発見されなかった。

埼玉県（1987）は、天覧山以南の加治丘陵付近に分布する飯能礫層が、奥秩父を源流とし、秩父凹地帯を流路とする河川（旧荒川）により形成さ

れたものであるとしている。この見解に従えば、本調査地域の礫層は天覧山以南の地域とは異なる堆積環境にあり、何らかの理由によって花崗岩・閃緑岩類の礫が運搬・堆積されなかったことになる。

前述の通り、高麗丘陵には運搬力の大きい河川堆積相が認められ、また、その位置は秩父凹地帯の延長部に含まれる。したがって、現在の地形からは不明であるが、高麗丘陵の礫層は次のいずれかの河川により形成されたと考えることができる。

- ① 秩父凹地帯の内部に流路があったが、天覧山以南の礫層を形成した河川とは異なる河川。
 - ② 天覧山以南の礫層を形成した河川と同一河川。
- ただし、何らかの理由で花崗岩・閃緑岩類の礫が含まれなかった。

この点については、さらに広域的な調査を必要とするため、今後の課題としたい。

V. ま と め

本調査地域の基盤は、2本の南北に並走する断層系、すなわち高麗本郷断層系および高麗川断層系によりブロック化し、山地側から平野側へ段階的に低下する構造を示す。

矢風凝灰岩層は、高麗本郷断層系の一部において、断層もしくは不整合の関係で基盤と接する。断層の垂直変位量は、50 m 以上に及ぶ。また、高麗本郷断層系以西には分布しない。

飯能礫層は矢風凝灰岩層の上にはほぼ整合で重なり、矢風凝灰岩層を欠く所では断層もしくは不整合の関係で基盤と接する。飯能礫層は、粗粒の円礫を運搬する長大な河川により形成されたもので、高麗川流域の山地では標高140 m 以上の位置に河床が存在した。また、宿谷川流域の山地では標高150 m 以上の位置に河床が存在した。

飯能市天覧山以南に分布する飯能礫層に含まれる花崗岩・閃緑岩類の礫は本調査地域にはなく、天覧山以南地域とは異なる堆積環境にあったことが推定される。

毛呂山丘陵付近の礫層は下部・上部に区分され、下部は矢風凝灰岩層に、上部は飯能礫層にほぼ対比される。矢風凝灰岩層が堆積した当時、地表は

森林が繁茂する安定した環境にあったと思われる。河川も比較的短く、近くの山地から細粒の角礫を運ぶ程度の運搬力はあったが、しばしば氾濫し、大量の泥水が森林を破壊している。すでに本地域では高麗川流域と宿谷川流域が主要な河川流路になっていて、両河川の合流により礫が混合したり、山地縁辺部で生産される崖錐性の礫が混入していた。

謝 辞

本稿は、埼玉県日高町（現日高市）の町史編さん事業の一環として実施した、地形・地質調査の成果の一部をもとに作成した。

調査時には、埼玉県教育局南教育センターの長沼幸男氏、埼玉県立川越高等学校の西川正巳氏、埼玉県立小川高等学校の田口聡史氏から、貴重なご意見を頂いた。特に田口聡史氏には、白亜系高岡層に関する情報を提供して頂いた。

また、日高町教育委員会町史編さん室（現日高市教育委員会市史編さん室）の新井好一主幹、大沢豊係長、塩川鉄也主事（当時）には、現地調査の便宜をはかって頂いた。特に塩川鉄也主事には、ボーリング資料の収集にあたり、大変お世話になった。

以上の方々に厚くお礼申し上げる。

文 献

- アジア水源（1982）：日高町水源調査業務報告書。アジア水源株式会社，14 p.
- 福田 理・高野 貞（1951）：東京都青梅町東北方阿須山丘陵の地質。地質学雑誌 57, 459-472.
- 日高町史編集委員会・日高町教育委員会（1991）：日高町史 自然史編。埼玉県入間郡日高町，530 p.
- 石垣 忍・竹越 智（1982）：関東山地東縁の飯能礫層の上部円礫層について。地団研専報，24, 209-214.
- 石井 醇・田口聡史（1986）：関東山地東縁部，下部白亜系高岡層。東京学芸大学紀要，第4部門，数学・自然科学，38, 97-115.
- 石井 醇・田口聡史（1988）：埼玉県日高町，高麗川北岸の下部白亜系高岡層。東京学芸大学紀要，第4部門，数学・自然科学，40, 165-175.
- INA 新土木研究所（1972）：高麗川水系日高貯水池計画調査報告書。株式会社 INA 新土木研究所，45 p.
- 貝塚爽平・松田磐余（1982）：首都圏の活構造・地形区分と関東地震の被害分布図。内外地図，48 p.
- 川崎ボーリング（1954）：日本セメント埼玉工場敷地内鑿井関係図。川崎ボーリング株式会社。
- 三友清史・町田瑞男・戸塚敦子（1986）：矢風凝灰岩層飯能礫層における新発見について。埼玉県立自然史博

- 物館研究報告, 4, 73-86.
- 三菱建設 (1970): 日高町 きんちゃく田地内試掘井揚水
試験鑿井工事報告書. 三菱建設株式会社, 12 p.
- 日本の地質「関東地方」編集委員会 (1986): 日本の地
質 3 関東地方. 共立出版, 335 p.
- 埼玉県県民部県史編さん室荒川調査班 (1987): 荒川 自
然——荒川総合調査報告書 1——. 埼玉県, 722 p.
- 佐藤工業・応用地質調査事務所 (1979): 武甲鉱業 (株)
搬出ルート地質調査工事報告書. 佐藤工業株式会社・
株式会社応用地質調査事務所, 77 p.
- 西武鉄道・日本物理探鑽 (1988): 武蔵丘車輛検修基地
地質調査報告書. 西武鉄道株式会社・日本物理探鑽株
式会社, 44 p.
- 竹越 智・石垣 忍・足立久男・藤田至則 (1979): 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. 地質学雑誌, 85, 557-569.
- Yabe, H. and Aoki, R. (1926): The great Kwanto
earthquake of September 1, 1923, geologically con-
sidered. *Ann. Rep. Work Saito Ho-onkai*, 1, 70-
83.

(1994年11月7日受付, 1995年1月23日受理)