

いわゆる物見山層の礫組成と現河床礫との比較研究 —物見山礫層の起源について—

中井睦美, 森岡俊郎,
上野直樹, 佐藤 瞳

The rock composition of the Monomiyama conglomerate
compared to recent fluvial deposits :
study on the origin of the Monomiyama conglomerate

Mutsumi NAKAI, Toshiro MORIOKA,
Naoki UENO and Hitomi SATOH

Abstract

We measured magnetic susceptibility on matrix of gravels obtained from the Hanno formation, the Monomiyama conglomerate and the recent fluvial deposits around studied area for study on correlation and on origin of sediment of these formations. The Hanno formation and the Monomiyama formation are fluvial sediments distributed discontinuously along the eastern edge of the Kanto Mountains, northwest of Tokyo, Japan. The age of these sediments are considered as Plio-Pleistocene. In addition, these sediments became decayed gravel bed. Horiguchi *et al.* (1987) considered that the sediments of these formations were the same age and the same origin, which were fluvial deposits of the ancient Arakawa River. However, gravel compositions of two formations are very different. Component of gravels of the Monomiyama formation is almost chert. On the other hand, that of the Hanno formation is variable, such as chert, sandstone, mudstone, schist, green rock and diorite.

Magnetic susceptibility of matrix of gravels obtained from two formations is similar to each other. According to the study of magnetic susceptibility, sediments of the Hanno formation and the Monomiyama formation are concluded to be same origin. They are fluvial deposits of the ancient Arakawa River. Difference between compositions of these gravels, are cause of weathering. The Monomiyama formation is more weathered than the Hanno formation, so, many gravels of the Monomiyama formation except chert gravels, assimilate into matrix.

I. はじめに

関東平野西縁には第三～第四系の河川堆積物の礫層が断続的に分布し、“飯能礫層”と呼ばれている。狭義の“飯能礫層”は、主として加地丘陵に分布するが、北部の埼玉県鳩山町付近に分布する物見山礫層やさらにその北部に分布するものについても広義の“飯能礫層”と総称されている。この礫層の一部は著しい風化を示し、“くさり礫”状の岩相を示す。これら飯能礫層の対比については、Machida (1999) に詳しい。

これら“飯能礫層”相当層（広義の“飯能礫層”を本論ではこう呼称する）は、関東平野の西側の上昇に従って、関東平野西部が一部ブロック化し、あるいは上昇することによって、第三紀には海であった関東平野全域が陸化することにより形成された河川堆積物であると考えられている。しかも現在の“飯能礫層”相当層の標高は、現在の河床より数10m高く、丘陵の一部を形成しており、現在の平野部を形成する段丘堆積物の礫層とは明らかに不整合関係にある。すなわち、関東平野形成過程における、段丘形成前の河川堆積物と推定でき、“飯能礫層”相当層の供給源や運搬した水系の推定は、関東平野の形成史にとって重要な情報と成る。なお、埼玉県西部に分布する段丘面は、一部が東側へと傾動しており、関東平野を形成した西側の上昇運動は、第四紀後半まで継続していたことが推測される。

“飯能礫層”相当層の中でも、物見山礫層の分布は研究者によって解釈が異なり、下位の比企層群中の礫層の一部や、段丘礫層の一部を誤認定している可能性がある。その原因の一つには、礫の風化がはげしく、礫組成や産状が分かりにくい点あげられる。物見山礫層を運搬した水系は、旧荒川と呼ばれ、前述のように、物見山礫層の分布や礫層の並びから判断される古流向は、旧荒川の流路を推定する重要な証拠と考えられている。従って、物見山礫層の正確な分布や古流向を確定することが重要である。本研究の第一の目的は、この物見山礫層の分布の確認と古流向の確定である。

“飯能礫層”相当層の礫組成は、物見山礫層も含め、主として秩父帯を起源とする礫から構成され、その割合はチャート・砂岩・泥岩などが多い。この礫組成の特徴は、現荒川河床堆積物にも共通する。ただし、詳細な礫組成の割合には、それぞれの地域差があり、互いを比較研究する必要がある。本研究の第二の目的は、これらの比較検討である。

礫層の認定と分布の確定には、礫組成の調査が必要であるが、物見山礫層は風化が激しいため、初生的な礫がすべて残っている訳ではない。河川堆積物、特に砂など細粒の堆積物の分類には、帯磁率が有効であり、上記のような礫層の基質の解析にも帯磁率が有効であることが、予測される。そこで、本研究では、礫組成などの研究に加えて、基質の帯磁率研究も平行しておこなった。また、古流向を調査するために、露頭での礫の配列方向（インブリケーション）も測定した。

本研究の一部は、大東文化大学の教育学科の卒業論文として調査されたものである。著者らのうち、森岡は卒業論文で、物見山礫層の礫種・礫のインブリケーション・基質の帯磁率などについて調査をおこなった。上野は卒業論文で、埼玉県西部の荒川流域の現河床堆積物の礫種組成および砂の粒度別帯磁率を測定した。佐藤は卒業論文で、上野・森岡のデータに加え、さらに名栗―秩父流域の河川堆

積物の調査を行い、公表されている飯能礫層の礫種などと比較検討をおこなった。さらに、中井は研究全体に対してまとめと解析をおこなった。

II. 研究方法

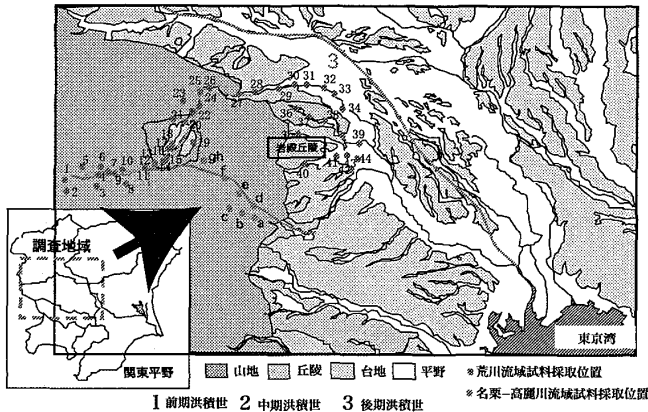
本研究の調査地域は、埼玉県から東京都におよぶ“飯能礫層”相当層の分布地域近辺の河川と、物見山礫層分布地域である(1図)。物見山礫層およびその周辺の礫層に関しては、20地点の露頭で調査をおこなった(2図)。現河床の荒川水系で44地点、名栗川流域で8地点の調査をおこなった。物見山礫層は“飯能礫層”相当層としては、北部に分布する(3図)。

物見山礫層の礫を調査は、岩相記載をした上で、インプリケーションを調査するために、クリノメーターを使って、礫の走向・傾斜を100~200個程度測定した。データからは礫のローズダイアグラムを書いてから、平均方向を計算した。さらに、露頭表面の堆積物を含む礫を30cm四方で削り取り、持ち

帰って乾燥し、大きい礫から順に30個取り出し、番号を振り、取り出した礫の長径・中径・短径を測り、円磨度・礫の種類を鑑定し、分類した結果、組成(%)を計算した。礫層の基質の部分は篩にかけ(φが1mm以上, 1-0.5mm, 0.5-0.25mm, 0.25mm以下に分類), それぞれの質量%を求め、さらに粒度別の帯磁率を測定した。

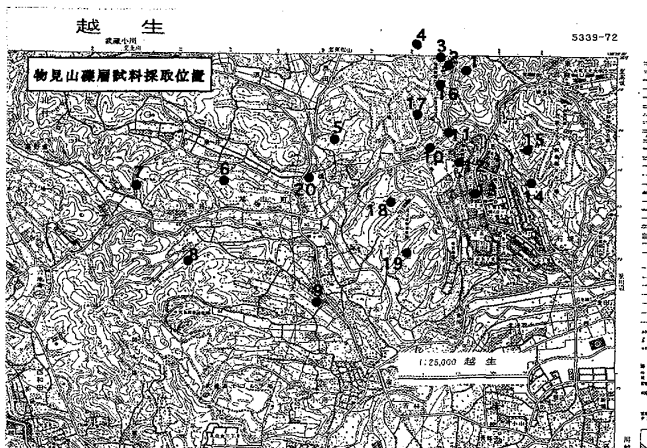
河床礫の調査方法は、砂利とりトラックなどの入っていない河原を選び、その中で比較的川

従来予想されている旧荒川の川筋の変化(清水ほか 1987)

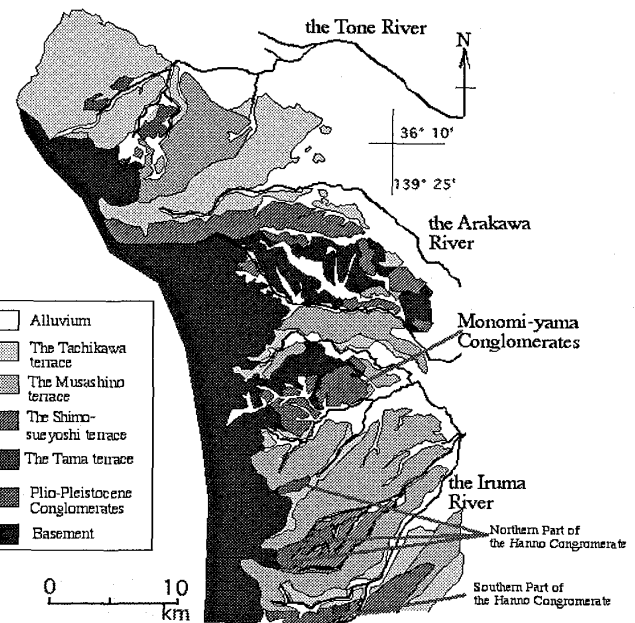


1図 従来予想されている旧荒川の川筋の変化(清水ほか, 1987)と本研究の試料採取位置

川の1は前期2は中期3は後期洪積世の川筋である。地点の1-44は荒川水系の河床礫と砂の採取位置, 地点a-hは名栗-高麗川流域の試料採取位置である。岩殿丘陵は、物見山礫層の分布域である。



2図 物見山礫層試料採取位置
地図は国土地理院 1/25000 地図越生である。



3図 関東平野西端の地質概略図と“飯能礫層”相当層の分布

の流れに近いところで、かつ川の流れに直接接していない河原の平均的な礫径分布を示す場所を選択した。河原に比較的近いところを選ぶのは、外からもちこまれた礫ではなく、川に運搬された礫を選ぶためであり、川に接している堆積物は重鉱物などが濃集することがあるからである。地点が決まった後は、およそ1m四方の領域から大きい礫から30個採取した。さらに表面近くの砂を採取する。これは深いところには重鉱物、特に磁鉄鉱が濃集する可能性が高いからである。これらの礫は、物見山礫層中の礫と同様に、番号を振り、取り出した礫の長径・中径・短径を測り、円磨度・礫の種類を鑑定し、分類した結果、組成(%)を計算する。河原の砂の部分も物見山礫層の基質と同様に、篩にかけ質量%を求め、さらに粒度別の帯磁率を測定した。

以上の研究方法は、公文・立石(1998)を参考にした。

III. 物見山礫層の岩相

岩殿丘陵に分布する物見山礫層は、山地部から平野部にかけての地域に分布している。礫の円磨度は亜角礫から亜円礫が多いが、結晶片岩は角礫になることがある。地域、あるいは、標高により、礫層の岩相はかなり異なる。上位の岩殿観音西の駐車場付近で見られる典型的な物見山層は、淘汰が非常に悪く、風化がすすみ、一部の礫は基質と見分けがつかないほどの風化を呈する(写真1)。風化せずに残っている礫はほとんどチャート礫であるが、その長径は20-30cmに達するものもある。それに対して、下位の物見山礫層の中には、比較的淘汰がよく、風化程度も小さく、礫径も小さい。礫層であることから区分するのは困難であるが、おそらく幾つかの層準か、堆積段階に分かれると推論される。

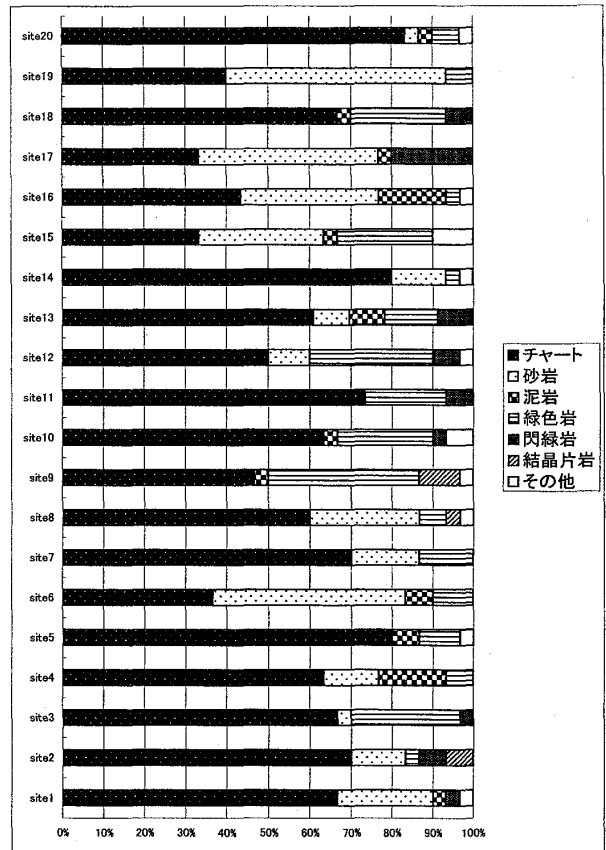


写真1 代表的な物見山礫層の岩相

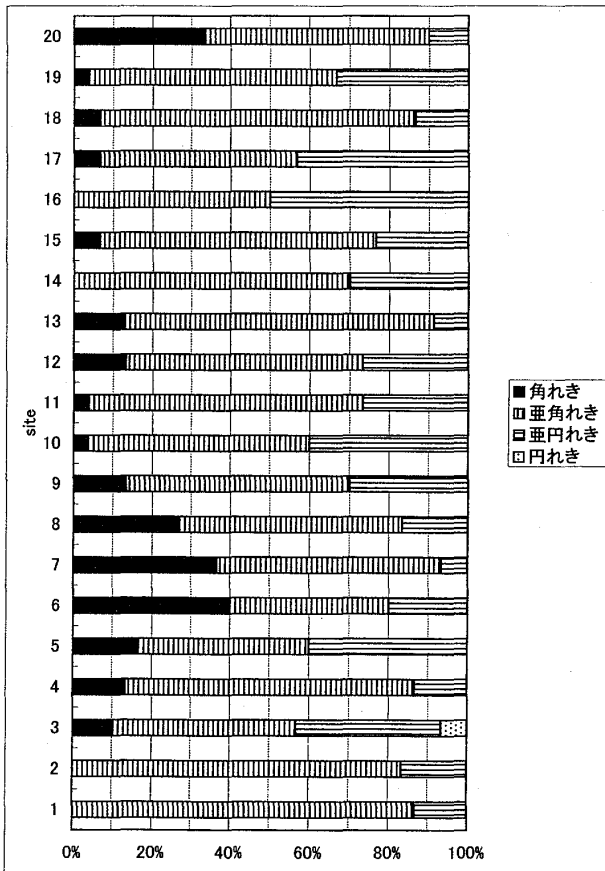
IV. 測定結果

(1) 物見山層の測定結果

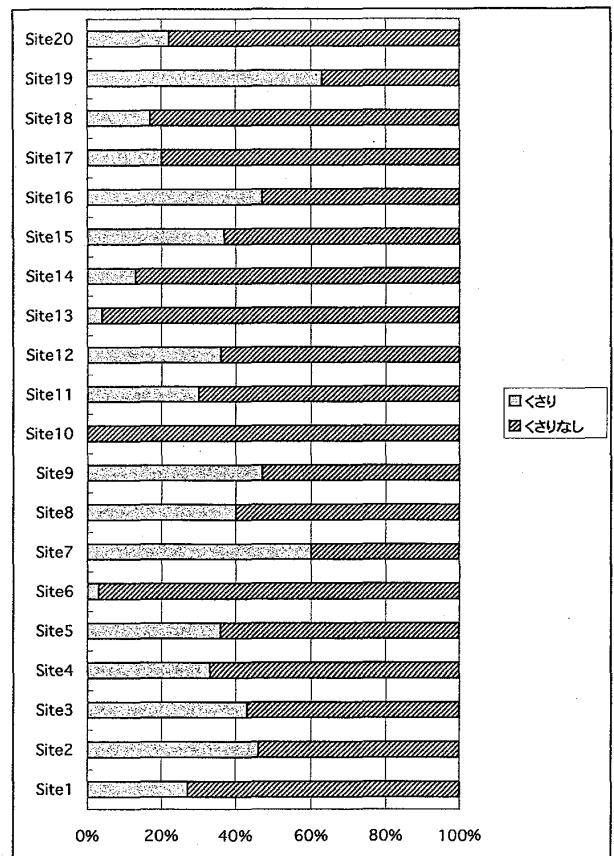
4図は物見山礫層の礫の球形度と円磨度である。球形度は0.6-0.8とやや細長いのが特徴であり、円磨度では、全体的に垂角礫の割合が多いのが特徴である。5図は、物見山礫層の礫種の割合である。礫種はチャート、砂岩、泥岩、緑色岩、閃緑岩などである。圧倒的にチャートが多いのが特徴である。6図はクサレ礫（くさり礫と同じ意味）の割合であるが、1-4割がクサレ礫である。平均半分以上がクサレ礫化しているというのが物見山礫層の特徴である。7図は基質の粒度別帯磁率である。どの粒度でもほぼ同じ帯磁率を示す試料もあるが、粗い砂がとびぬけて帯磁率が低いところが何点かある。8図は、物見山礫層の露頭のうち、比較的大きく、インブリケーションの測定可能な



5図 物見山礫層の採取地点別礫種割合

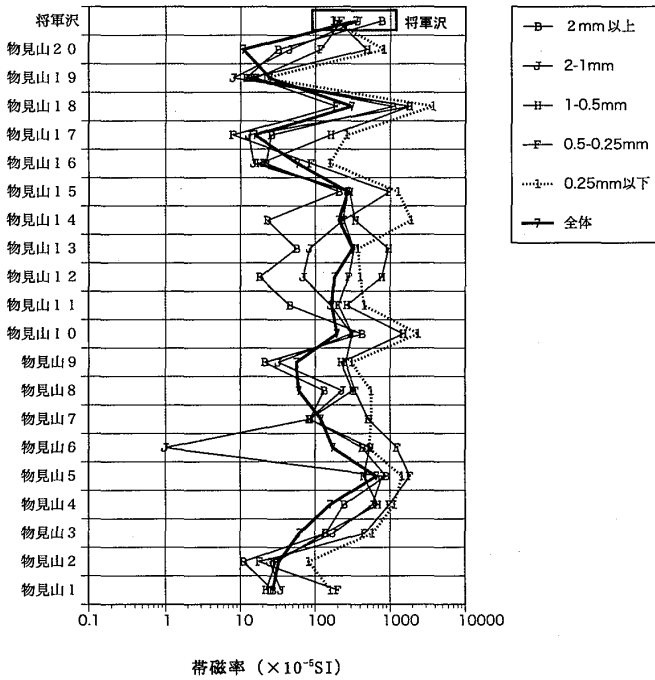


4図 物見山礫層の採取地点別円磨度

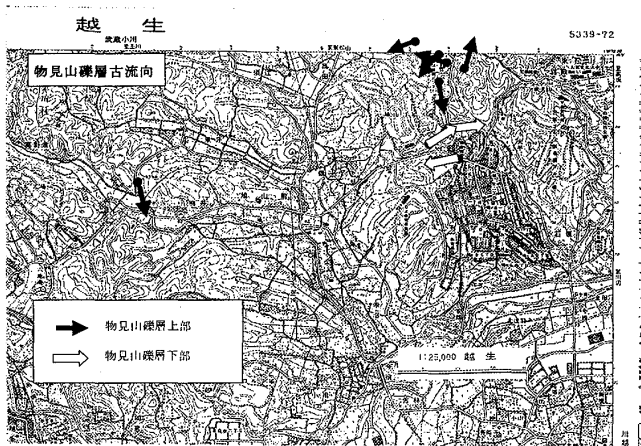


6図 物見山礫層の採取地点別クサレ礫の割合

地点で測定したインプリケーションの平均方向を矢印で表現したものである。岩相がことなるので、物見山礫層の下部と上部を分けて表現している。物見山下位では西から東へ、上位では北東の方向から流れた傾向があることがわかる。



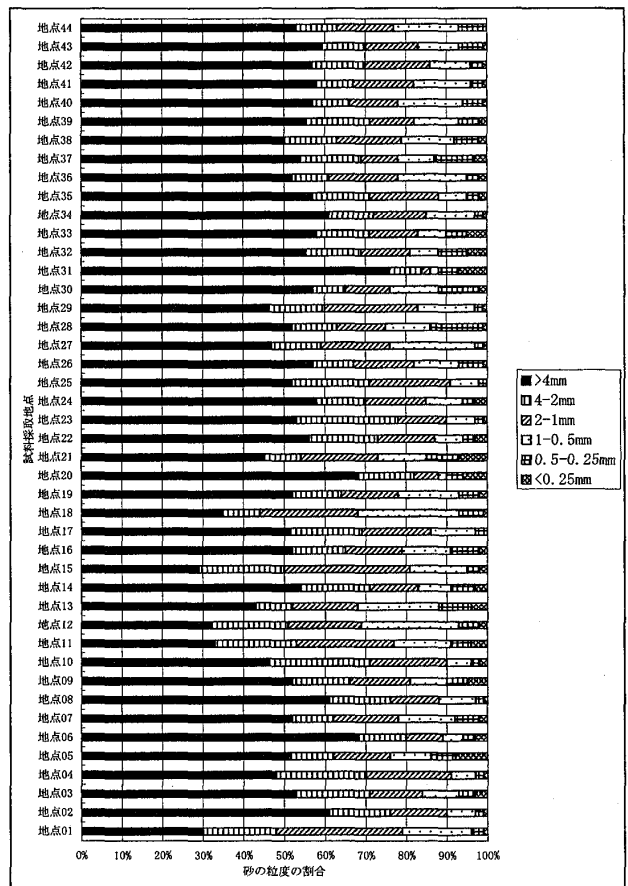
7図 物見山礫層の採取地点別の粒度別帯磁率
 粒度により帯磁率の値が変わるのが特徴であり、特に粗い部分の帯磁率が低い。これは、固くて細粒化しにくいチャート礫がマイナスあるいは低い帯磁率を示すのが原因であると思われる。一番上の將軍沢の試料は、物見山礫層ではないと判断した嵐山町に分布する礫層から採取したものである。あきらかに物見山礫層とはことなり、すべての粒度による帯磁率はほぼ等しい。



8図 物見山礫層で測定した古流向 (インプリケーション)

(2) 現河床礫の測定結果

9図は現河床の砂部分の粒度分布である。本研究対象の荒川流域は中流以上である。というのも、荒川下流は、東京都心部に流れているので、熊谷より下流では、ほぼ徹底した河岸工事がされており、事実上の河原が存在しないので、河川堆積物の採取が不可能であった。そのためか、砂の粒度は、基本的に中流河川の特徴を示し、支流の流入のたびに砂の粒度構成も変化し、一定しない。10図は現河床礫の円磨度である。円磨度は亜円礫から亜角礫が多い。粒度と同様

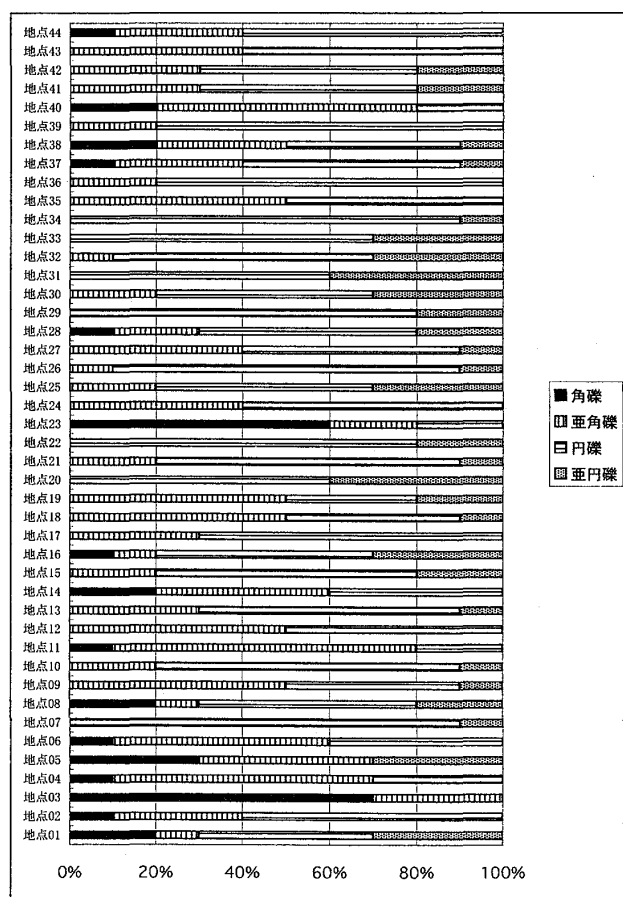


9図 荒川現河床の砂部分の採取地点別粒度分布

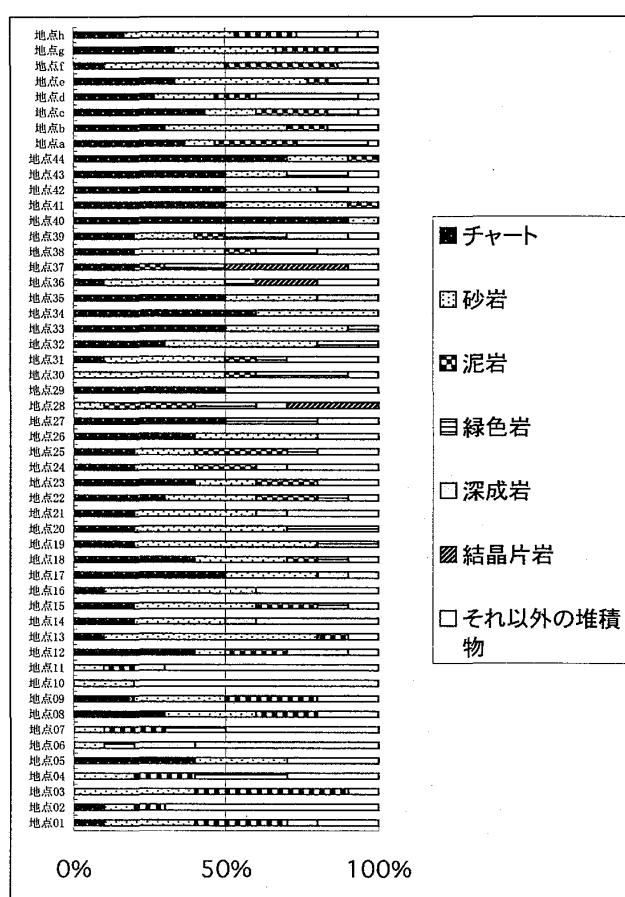
に、支流の流入のたびに、垂円礫、垂角礫、それぞれの構成比の割合は変化する。11図は河床礫の礫種構成である。礫種はチャート、砂岩、泥岩、石灰岩、緑色岩といった秩父層群を起源とする礫、結晶片岩、はんれい岩、蛇紋岩、閃緑岩などである。12図は河床の砂の粒度別帯磁率分布である。どの粒度の帯磁率も比較的似た値を示すが、一部粗い砂のみ極端に低い帯磁率を示すところがある。この傾向は、物見山礫層の基質部分の傾向と非常に似ている。

V. 考察

本研究の目的の第一は、物見山礫層の再確認である。本地域で調査した物見山礫層は、ほぼ岩殿丘陵を構成している地層で、物見山礫層の模式地に近いところである。それらの礫層の特徴は、2—4割のクサレ礫を含み、垂円礫から垂角礫の不淘汰の礫層である。1カ所のみクサレ礫がほとんど含まれない箇所があるが、その露頭は造成地の丘陵の上面に近い露頭で、洗われて再堆積した礫層の可能性もある。クサレ礫が洗われて細粒化して砂泥サイズになった可能性がある。礫種は多岐にわたるが、チャートが圧倒的に多く、砂岩、泥岩など秩父層群を起源とする岩石が多い。三波川結晶片岩を起源とする礫もある。粒度別帯磁率に差があるのが特徴である。この特徴は現荒川河床の礫種や砂の帯磁率にも共通した傾向である。一方、嵐山町博物館誌第四紀グループ(2004)による近接地域の嵐山町



10図 荒川現河床の礫の採取地点別円磨度



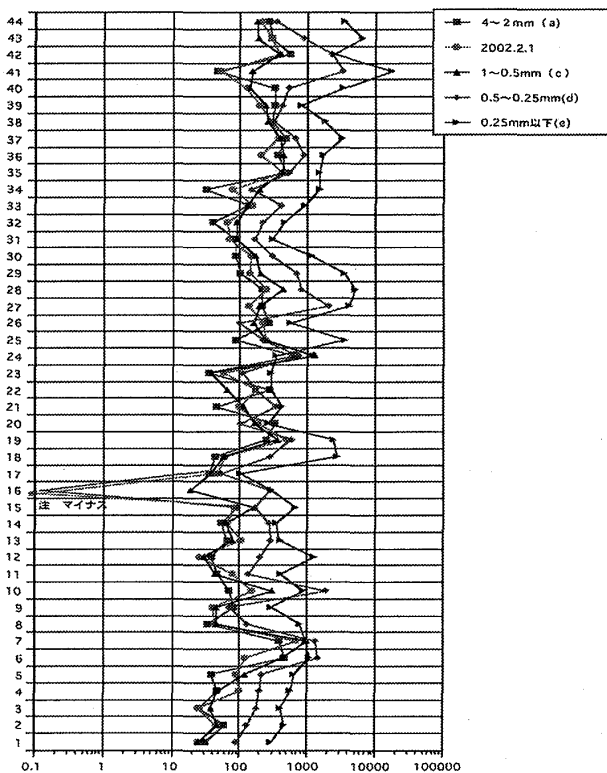
11図 荒川と名栗高麗川の現河床の礫の採取地点別礫種割合

の笛吹峠付近の物見山礫層とされている礫層と比較すると、笛吹峠の礫層は、クサレ礫は含まれているものの、粒度ごとの帯磁率に差がないこと（おそらく砕屑される礫の固さと帯磁率にばらつきが無い）、礫種構成が、物見山礫層とは明らかにことなることから、笛吹峠礫層は物見山礫層とはことなる水系の堆積物であろうと想定される（嵐山町博物館誌第四紀グループ、2004）。こういったことから、物見山礫層の分布は、岩殿丘陵に限定するのがふさわしいと思われる。以上のように、帯磁率による河川堆積物の判定は、従来より行われているが（小坂ほか、1998；小坂・川西、1996；小坂・小川、1993、佐藤ほか、2002）、地層の同定にも、有効であることが本論でも証明された。

次に物見山礫層の供給方向について議論する。筆者らは、物見山礫層のインブリケーションから、物見山下位では西から東へ、上位では北東の方向から流れた傾向があることを明らかにした。第四紀の地塊上昇によって荒川流域は大幅に変化したとされており、“飯能礫層”相当層堆積時には、旧荒川が秩父地域から現在より南側を東方に流れ、飯能へと流れていたという説がある（1図：堀口ほか、1987）。この仮説が正しいならば、荒川は、第四紀に秩父-飯能方向から、現在のように秩父-寄居-熊谷という方向へ流れを変化させたことになり、時間をかけて広域に河川堆積物を残しながら流路を変化させたことになる。本研究のインブリケーション測定の結果は、この説を裏付けるように、物見山礫層の古流向が、西から東あるいは北西から南東から、北から南へと変化していることを明らかにした（8図）。また、これらの礫の形状は上部も下部も中流域に属することが、円磨度球形度から明らかであり、この円磨度は同じく秩父層群を主たる

起源とする現在の荒川水系中流部の現河床堆積物の円磨度とも一致する。以上のことから、本調査地域の物見山礫層を供給した河川（旧荒川）は、1図のように、当初西から、のちに、河川筋は北上し、やがて、北方向から南へと本地域に流れ込み、その後、西側の丘陵のさらなる隆起により、現在の位置まで流域を変化させたのではないかと思われる。

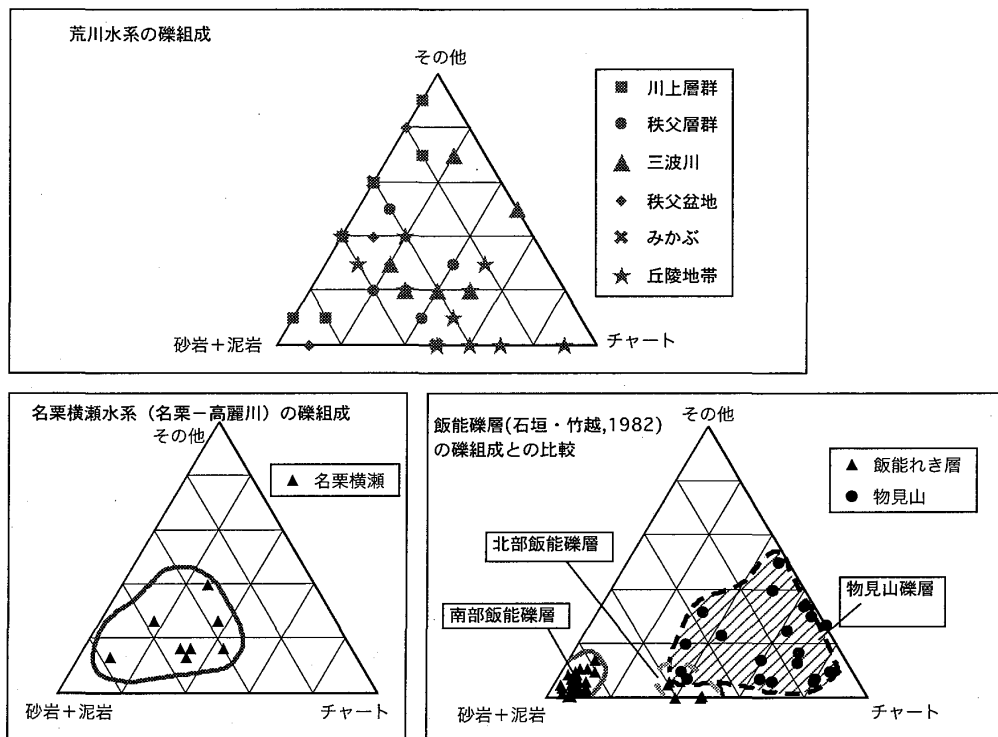
本研究では、上述のように、砂全体の帯磁率だけでは特徴が明確でない場合でも、粒度別に帯磁率を測ることによって、地域的な特徴があらわれることを明確にした。簡単に言えば、チャートは低い帯磁率を示すのに対して、三波川変成岩類などは高い帯磁率を示す。チャート類は固く砕屑されにくいので、供給源から離れるに従って、粗い粒度の砂は低い帯磁率（チャート）示し、細かい粒子は高い帯磁率を



12図 荒川現河床の砂の採取地点毎の粒度別帯磁率分布
横軸は帯磁率 (X10⁻⁵SI), 縦軸は, 採取地点番号である。

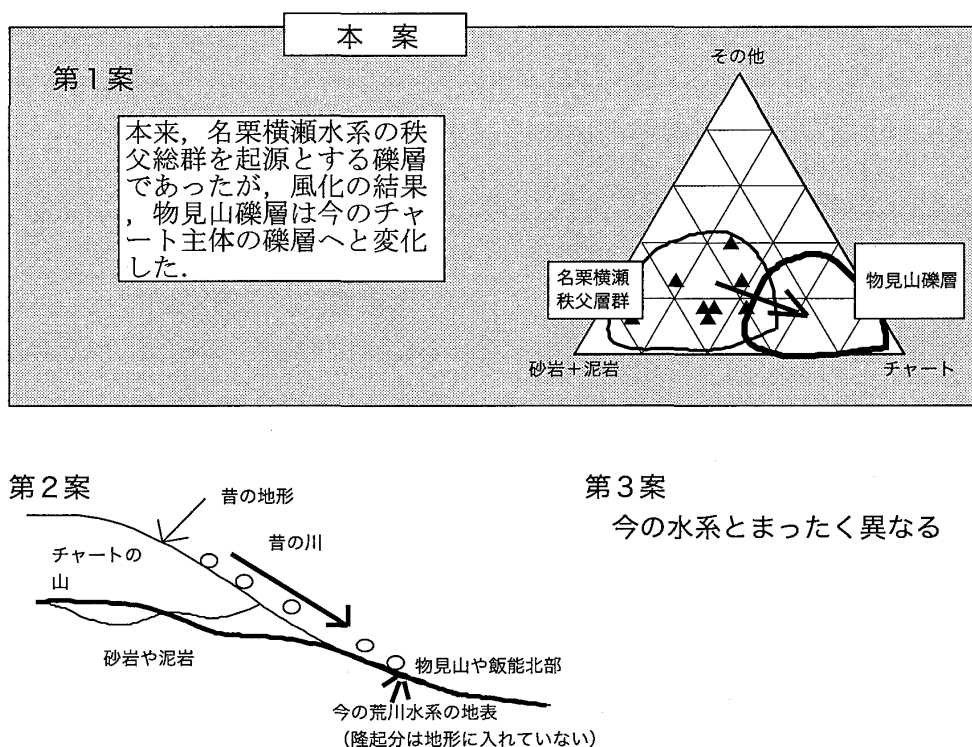
示すというように、粒度毎の帯磁率に差ができることが、地域的な特徴に変化がおこる原因であると推定される。

次に、いわゆる“飯能礫層”相当層と物見山礫層との対比について、考察する。13図は、飯能礫層の報告されているデータ（石垣・竹越，1982，竹越ほか，1979）と、本研究のデータ，および、河床礫のデータを、礫種を、1. チャート，2. 秩父層群起源の砂岩・泥岩，3. その他の3つに分類し、三角ダイアグラム上に表したものである。このグラフで見ると、現河床堆積物に比較して、物見山礫層の分布はかなり限られているのがわかる。また、飯能礫層の値とも一部合わないのがわかる。広義の“飯能礫層”は秩父帯を起源とする礫から構成され、礫種は主としてチャート・砂岩・泥岩などが多いが、他に結晶片岩・緑色岩・閃緑岩なども含む。しかし、その割合は圧倒的にチャート・砂岩・泥岩などの秩父帯の岩石が多い。この礫組成の特徴は、現荒川河床堆積物にも共通する。現荒川の河床堆積物は、川が三波川帯を貫く流域では結晶片岩の礫が急増するが、下流になると礫種はチャートが主になる。これは、チャートは固いため、浸食されにくく、最後まで礫サイズの碎屑物として残留するためである。このことは、川砂にも影響する。現河床堆積物の川砂を粒子サイズごとに分類し、それぞれの帯磁率を測定すると、シルトや細粒砂の帯磁率が高いのに対して、粗粒砂・中粒砂の帯磁率は桁違いに低くなることもある。もちろん強磁性鉱物の帯磁率は粒子サイズが小さくなるとが大きくなるが、この場合は粒子サイズから考えて、帯磁率の変化は岩質の変化と考える方が自然である。



13図 礫種で比較する荒川水系 (上図), 名栗-高麗川水系 (下右図), 飯能礫層 (下左図) の礫種 (チャート, 砂+泥岩, その他の2つに分類) の三角ダイアグラム上の分布
 南部飯能礫層は、地域の近い名栗-高麗川水系の現河床礫組成に近い。一方、物見山礫層と北部飯能礫層は、名栗-高麗川水系とも現荒川水系の礫種構成とも異なる。

これは軟らかく碎屑されやすい泥岩・結晶片岩・緑色岩などは細粒化し比較的高い帯磁率を示すのに対して、固く碎屑されにくいチャートは粗粒の砂となり、主として反磁性鉱物の石英粒子からなるため、ごく低い帯磁率（場合によるとマイナス）を示すためである。一方、川砂のなかには粒度ごとの帯磁率がほとんど変わらないものもある。この場合は、もともとの礫組成に固い軟らかいといった差が少なく、砂組成も礫組成もほぼ同じであると推察できる。そこで、粒度別の帯磁率変化と礫種組成を併用して、“飯能礫層”相当層を地域ごとに比較検討した。その結果、狭義の“飯能礫層”の北部と南部は礫種組成が異なることが判明した。また、物見山礫層は、狭義の“飯能礫層”の北部に分布するものに類似していることがわかった（チャートの量が多い）。これらを堆積したと思われる旧荒川の流域と予想される加地丘陵北西部の名栗—高麗川地域の河川堆積物の礫組成は、南部に分布する“飯能礫層”に近い。またこれらの粒度別帯磁率は、粗粒砂とシルトでは大きさが異なり、本来固さの異なる礫種から構成されている堆積物であることが予想される（14図）。以上のことから、物見山礫層を含んだ広義の“飯能礫層”相当層はチャート・砂岩をはじめとし様々な秩父帯起源の岩石を含む礫層であり基本的に同種の河川の堆積物と思われ、礫種組成の変化は風化が原因であるとの結論に達した。



14図 物見山礫層の起源に関する考察

物見山礫層は、現河床礫に比較して、チャート礫の割合が明らかに多い。そのため、13図の三角ダイアグラムでは、独特の分布を示す。この理由としては図のような3つの仮説が考えられる。第1案は、本来は現荒川河床礫と同様の組成をしていたが、温暖湿潤な気候により礫のクサレ礫化が進行し、より風化しやすいチャート以外の礫が風化し、現在は風化しにくいチャート礫のみが残っているという案である。第2案は、物見山礫層が堆積していた当時、より多くのチャートが陸上に露出していたという案（秩父層群の構成からいって、少々考えにくい）で、その後チャートの山は削剥されて消滅したという案である。第3案は、今の水系と物見山礫層の水系は全く異なるという案である。筆者らは、帯磁率やその他のデータから第1案を提案する。

VI. 結論

以上の考察より以下の結論を導いた。

1. 物見山礫層の分布は、岩殿丘陵周辺に限定される。
2. 物見山礫層を供給した河川（旧荒川）は、当初西から、のちに、河川筋は北上し、やがて、北方向から南へと本地域に流れ込んだ。
3. 狭義の“飯能礫層”の北部と南部は礫種組成が異なり、物見山礫層は、狭義の“飯能礫層”の北部に分布するものに類似している。

VII. 謝辞

本研究を進めるにあたって、地球科学研究センターの小林忠夫氏、小川高校の加藤禎一氏には、多くの面でご指導ご協力をいただきました。この場をお借りして、御礼申し上げます。

文献

堀口萬吉・清水孝守(1987): 荒川の河道変遷. 荒川自然. 埼玉県. p233-248.

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. No.24, 200-214.

小坂和夫・川西学(1996): 帯磁率の遠洋による川砂産地の推定 - 土器胎土産地の推定について -. 日本大学文意学部自然科学研究所紀要. No.31, 111-114.

小坂和夫・小川進(1993): 携帯用帯磁率計による河床堆積物の帯磁率測定 - 誤差の評価と測定例 -. 日本大学文意学部自然科学研究所紀要. No.28,83-90. Vol.54, 39-47.

小坂和夫・坪井哲也・石関浩志・宮川吉久(1998): 河川堆積物の帯磁率: その特性と利用法. 日本大学文意学部自然科学研究所紀要. No.33,95-104.

公文富士夫・立石雅昭(1998): 砕屑物の研究法新版. 地学団体研究会. 399p.

Machida, M. (1999) Quaternary geology in the central to western part of the Kanto Tectonic Basin. Saito-Ho-on Kai Museum Research Bulletin, No.67, 1-93.

佐藤高晴・海堀正博・浜本雄司・船木実(2002): 環境磁気学的方法による日野川への大山起源土砂流入の推定. 地球電気磁気惑星圏学会総会講演要旨, c22-p89.

竹越智・石垣忍・足立久男・藤田至則(1979): 関東山地東縁の鮮新—更新統の堆積盆地の発生に関する研究. 地質学雑誌. Vol.85, 557-569.

嵐山町博物館誌第四紀グループ(2004) 嵐山町博物館誌調査報告. 79-117.

(2006年9月25日受理)