松本盆地周辺のいわゆる“山砂利”について*

小 林 国 夫**・平 林 照 雄***

(1954 年 8 月 14 日受理)

On the so-called “Mountain boulder gravel” around Matsumoto Basin

Kunio KOBAYASHI and Teruo HIRABAYASHI

(Abstract)

Matsumoto Basin, situated between the Hida Ranges and the mountain ranges occupying the western margin of the Fossa Magna, is bordered by fault lines along its western margin, and is probably a structural basin. It is partially filled by rather thick fanglomeratic deposits of Pleistocene Epoch.

Fluviatile boulders on the mountain have been called “Yamajari” or “Mountain gravel” in Japan, and have been attributed by NAKAMURA (1927) to represent a past pluvial or torrential deposit. HOMMA (1927) recognized mountain gravels on the eastern side of the Matsumoto Basin.

The Mountain gravels are named “Omine gravels” or “boulders” in strict sense, and among them are found some that attain three meters in diameter; these are residual.

The Omine boulders are composed mainly of granitic rocks and have been considered to be derived from the Hida Ranges by remote transportation. The possible derivation of these boulders from the Hida Ranges may be an evidence that consequent streams from the Hida Ranges traversed the Matsumoto Basin.

The mechanisms of transportation are suggested by the following evidences:

(1) The boulders observed are almost subrounded granitic rocks measuring 3~0.5 meters in diameter.

(2) The surface previous to the deposition are represented by small relief of the Omine erosion surface, and therefore, the stream gradient on this surface must have been considerably reduced.

Therefore, without crustal movement or heavy precipitation, previous to or at the time of deposition of the Omine gravel, large boulders could not have been transported by the streams flowing over the Omine erosion surface. The deposition of boulders indicates the commencement of a new phase of stream regimen, in other words, an increase of stream gradient took place. Rapid uplift of the Hida Ranges occurred in the middle of the Pleistocene, resulting in the rejuvenation of the upper drainage of the river and an increase of the stream gradient.

The scarcity of boulders exceeding one meter in diameter indicates that they have not been transported by normally flowing streams, but by some occasional and accidental floods. Although the Omine boulders may have been transported by occasional heavy rainfall, it can not be proved that their deposition was during the pluvial age.

The reference of the Omine gravel to early upper Pleistocene age is from that its deposition was during the second interglacial or in the third glacial ages.

From the studies on the particle size distribution of the present fan of the Takase, the writers conclude that the large boulders among the Omine gravel were transported by rapid streams, influenced by the increased gradient of the upper drainage of the river and by occasional heavy rainfalls during the rainy season (summer time) of the glacial or interglacial age.

* 1953 年 10 月 25 日関東支部例会で講演

** 信州大学文理学部地学教室, *** 長野県大町北高等学校

地質学雑誌 第 61 卷 第 712 号 1955 年 1 月

I 序 論	VII 高瀬川扇状地礫層
II 大峯面群およびその他の侵蝕面	VIII 大峯礫の堆積環境および条件
III 基盤の地質概要	IX 地質時代についての検討
IV 山砂利の分布	X 花崗岩礫の磨損と風化
V 山砂利と地形面との関係	XI 多雨期の問題
VI 飛驒山地東部の最近の運動	XII 結 語

I. 序 論

フォツサ・マグナの西部で、信濃川支流が、松本盆地と善光寺平との間の山地をながれる部分を犀川と呼んでいるが、松本盆地の東寄りのところで、南流してくる高瀬川と南からの奈良井川とが合流し犀川になる。犀川の西がわと松本盆地との間の部分には巾 10 km 未満の細長い南北走る山地があり、漠然と「中山」とよばれている。中山は第三紀層からなり、山頂は平坦で、所々に松本盆地をへだてた飛驒山地に由来する古い河床礫が散在する。

古く中村新太郎 (1927, 1933) によつて“激流堆積物”と報告されたいわゆる“山砂利”はその後、小沢儀明 (1926) によつて間接的にその見解が支持され、久しい間、漠然とわれわれはこの問題に関心をよせてきた。しかし、これら多雨期論者の報告には具体的な山砂利の岩相、産状の記載に乏しく、とくに地形面ないしは層位上の位置に明確を欠いており、多雨期の存在を支持する十分な証拠が示されていないかつた。

北海道・中国 (三次・津山)・近畿 (室生・宇治・甲賀)・愛知県および岐阜県などに成因・時代ともに未詳の山砂利が知られている。これらの山砂利は現在の対比論では大体、I ないし J といった時代のものとされている。信州でも本間および小山 (1927, 1931) によつて、“旧き河床礫”ないし“旧河床礫”として蓼科山・八ヶ岳北ろく・松本盆地の東方山地・その他に円礫の存在が示されてきた。従来、“旧河床礫”に“新河床礫”ということばを対立的に用いるような考え方 (本間 1931) がしばしばみうけられたが、はたして両者を区別しうるような根拠があるかどうか、これらの礫層のうちに地史的に他の礫層——例えば扇状地礫層——から独立したものがあるか否かが、まず**問題の 1**である。たんに山上にあり、高度が高いということだけでは、その独立性を主張することができないであろう。例えば梓川扇状地の扇頂、赤松附近より上流の右岸には比高 100 m 以上の山腹の平坦面に円礫・粘土及び砂層をみるが、これは下流にむかつて高度を漸減し、梓川扇状地、最高の波多段丘面につづく。いわゆる山砂利が、このようなものならば、扇状地礫層と別個の独立した意味をもたせることはできない。従つて“山砂利”とは、たんに産状のみに適用すべき性質の言葉であると考える。

本域の山砂利には、礫径 3 m におよぶものが発見されることは、しばしばのべられてきたが (三村 1930; 小林・平林 1950)、かような巨礫の運搬の原因は何か、これが**問題の 2**である。また山砂利が、はたして多雨期の存在を証明する資料になるか否かの検討と、今後の研究方針にたいする吟味が**問題の 3**である。

II. 大峯面群およびその他の侵蝕面

フォツサ・マグナ西部は第四紀を通じ、上昇傾向をしめし、ために何段かの侵蝕面の発達がよい¹⁾ (小林 1953)。なかんずく、800~1000 m の小起伏面は 1000km² 以上に及んで分布するもので、これを大峯面群とよぶ。大峯面群は今日開析されて平頂峯や平坦な山稜をなすが、なお立派な侵蝕面の

1) 本文中の議論には筆者の 1 人小林の報告 (地理学評論 1953) が基礎をなしているの併せて読んで頂きたい

面影が残り、次のような事実が観察される。1) 大峯面群は侵蝕に対して抵抗の弱い第三紀層の岩石が主体をなしている。2) 大峯面上にぬきんでる山は、すべて硬い岩石の部分からなり、その周辺に、山ろく平坦面 (Fuszfläche) をもっている。3) 大峯面群形成時代にその表面を流れた今日とは別個の河川系があつた。この侵蝕面は模式地では2段に区分され、実際には河川の流路変遷にともなう、かなり複雑な区分が考えられるが、一括して大峯面群としてある。

a. ^{ノツコン}乗越面 高度 950 m 内外の唐花見泥炭地のまわりの平坦面で代表される。この部分は南鷹狩山と大峯との侵蝕間隙をなし、唐花見泥炭層は、褐色火山灰層をおおい、その下位に山砂利が存在する。乗越面の上限は南鷹狩山の西南中腹にみられ、また大峯ケスタの内面崖下にみられるような傾斜変換線 (約 1000 m) で代表でき、この面は東南方へ 850~900 m にまで低下し、850 m 高度に広い分布を示す。また大峯西面で 950 m にケルンコル状の地形やベンチがあるが、これも本面と思われる。また七貴村 ^{ナナキ}695.0 m 山頂附近の第三紀層を斜交不整合におく砂礫層は、中島面に近い時代にくるものではないかと思われる。

b. 中島面 大峯西面の開析度は高く、ここに高位の侵蝕面を考えることは、容易ではないが、常光寺より相川への道の北方、900 m 高度には 2 m 大の巨円礫が散在する平坦な尾根が存在し、この面は南鷹狩山西面のなかほどまで追跡される。大峯南端にいたつて顕著な平坦な尾根がひらけ、侵蝕面をみとめうる。この面は東方へ 760 m~800 m の高度で広い尾根をなし、バスが通うほどである。乗越面と中島面とは南鷹狩山附近で 70 m 以上、大峯南端で 100 m の高距を示し、ともに第三紀層地帯の軟岩部に形成され、残丘の周辺に山ろく平坦面をつくり、起伏量がきわめて小さいことが特徴である。

c. 大町公園面 大峯西面でもつとも顕著なもので、高瀬川・農具川の高位段丘面のようにみえる。大町附近で館ノ内段丘面より約 70 m 高く、円礫を散布しつつ、南方の半在家 ^{ハンザイケ}700 m 面まで続く。本面の傾斜は 16×10^{-3} で館ノ内段丘面及び現河床面のそれと大差ない。大町公園北の乗越への沢および松崎の沢には谷底にかなり急傾斜の段丘面 (侵蝕段丘) が発達し、この段丘は大町公園や松崎附近の850 m の段丘面に続く。大町公園や松崎の段丘面には褐色火山灰は存在しないが、上にのべた斜面の一部にはあきらかにみとめられるので、大町公園面は褐色火山灰層の堆積時の形成になるものと予想される。

d. 館ノ内面 大町公園面とはほぼ同傾斜にて高瀬川に平行する段丘面で、現河床面との比高は 15~20 m である。大部分侵蝕面で多少小さい礫の他に多くの粘土を交え、この粘土は現在の高瀬川の運搬物とすることはできない。おそらく後述する下部扇状地層の一部で、それが侵蝕段丘になつているものと思われる。上位に褐色火山灰層のないことから、梓川扇状地 ^{カシカイド}の上海渡段丘面ないしそれ以後形成した段丘面に対比される。

III. 基盤の地質概要

中山山地のほぼ中央を南北に走る西落ちの断層を中山断層 (小林・平林 1952) とよぶが、山砂利は多くその西側に分布するので、ここでは必要上、大峯累層について説明する。

大峯累層は全体の厚さ 1500 m に近く、その東側を中山断層でたゞれる。走向は一般に $N 0^{\circ} \sim 30^{\circ} E$ で、 $10^{\circ} \sim 40^{\circ} E$ に単斜するらしいが、最上部はまだよくわからない。下部より次の3部層に区分される。

a. 社礫岩凝灰岩部層 (800 m) 本部層の下限は不明で、みかけの下部と上部とに数枚の黒雲母・ガラス質石英安山岩の熔岩流をはさみその間は同質の vitric tuff および礫岩層よりなる。露出は大町東方の常光寺より相川に

第1表 大峯附近の堆積物の層位

大峯累層	唐花見泥炭層
	褐色火山灰層
	“大峯礫層”
	{ 大穴山砂岩礫岩部層 日野砂岩礫岩部層 社礫岩凝灰岩部層* (* 大峯型石英安山岩熔岩流をふくむ)

通ずる路傍がよく、N 25°E, 10°~40°E の走向を示す。礫岩は、おそらく瀕海性のデルタ堆積物で、凝灰質またはむしろ花崗岩質砂にゆるくかためられて、礫種は花崗岩・石英斑岩・古生層起原と思われるチャート・砂岩及びスレートで、その他に安山岩及び大峯型石英安山岩を含む。大峯型石英安山岩は、一般に頻度は小さく、大町北東方の居谷里貯水池附近ではほとんどこの垂角礫のみからなる。礫種の割合は古生層起原のものよりも、花崗岩質のものが多く、普通よく水磨され、径 30 cm 以下のものが多い。しかし、稀に宮本・曾根原・常光寺で 40~60 cm のものが、相川トンネル附近では、50~70 cm 大のものがわずかにみられた。砂岩や細礫部は偽層理を示すが、

20 cm 以上の礫をふくむ場合には偽層理はみられず、連続しない砂岩層をはさんでいる。礫岩部の膠結物質は花崗岩質粗砂で粘土を交えず、一見河成起原の感じを与えるので、本間ら (1931) が旧扇状地層としたことがある。事実、筆者らも本部層が河成的な海岸の堆積物であることを、礫岩部の岩相とはさまれる粘土層中の植物化石からも察してきた。

b. 日野砂岩礫岩部層 (200 m) 本部層は社部層に整合に重なる。広津村の日野附近に露出がよく、大峯型熔岩・凝灰岩に整合し、下部の砂岩層に 10 m 間隔に約 10 枚の *Ostrea* 層がある。法道—長谷久保間にも露出がよく、中部には白色粗粒砂岩、上部にはチャート・スレート・砂岩その他の拳大以下の礫を含む礫岩との互層があり、これに一部で泥岩がはさまれる。八坂村藤尾、大平その他の上部には炭層がはさまれる。本部層は藤本ら (1946) の日野層とはほぼ一致するが、同氏らの“日野層下部の凝灰岩層”は、筆者らは社部層にぞくすべきものとしてのぞいてある。一般に N 30°E, 50°E の走向傾斜を示す。

c. 大穴山砂岩礫岩部層 (約 500 m) 池田町東方、花見—長谷久保を結ぶ線を、ほぼ岩相遷移面として、いちぢるしく礫径がます。下部および比較的上部に vitric tuff がある。藤本ら (1946) の“大穴山層”とはその下限が異り、かなり下げてある。すなわち清水北方の凝灰岩層よりさらに下位まで、彼らの大穴山層の岩相がみられ、日野層との岩相遷移面はさらに下方にあるとみられるからである。模式地は陸郷村大穴山附近で、分級度・固結度ともに低い礫岩を主とし、砂岩層をはさむ。礫種はおもにチャート・安山岩・玢岩・花崗岩および石英斑岩で、礫径は 10 cm 内外、時に 30 cm におよぶ。登波離橋附近で N 20°E, 40°E, 鶺鴒山で N 10°~30°W, 20°E, 最南部七貴村附近では露頭が少く、構造に多少の疑問がある。

IV. 山砂利の分布

山砂利の分布は面積的にも広く、また高度の上でもいろいろで、その由来についても明らかな古い段丘礫や、基盤岩礫がぬけ出したものなどがある。したがって山砂利として若し特別の意義が与えられるものがあるならば、まずこれらの礫の中から上記のいずれにも属さぬ場合をあげる必要がある。

大峯周辺の尾根や平坦面には、多くの円礫が散布する。前述したように大峯累層は全般的に礫をふくむために基盤岩からの礫の供給はいちぢるしい。

大峯ケスタの頂上にまれに小円礫があるが、桧崖では大峯熔岩と径 1 cm 内外の円礫の礫岩層との互層があり、これら小円礫は必ずしも後生河床礫とは思われない。大峯東面には、寺間・中ノ貝の間の 850 m 高度のベンチ上に円礫が多く、チャート・砂岩の他に多くの 15 cm 内外の石英斑岩礫がある。また、大峯開拓地集落の北方 1 km のベンチの上の大峯熔岩の上位に礫層が不整合状に重る。礫は石英斑岩を主とし、一次的な堆積物かどうか疑われる。大峯南端に 920 m の spur 状の平坦面があり、北方にかけて石英斑岩礫を散布する。これらの石英斑岩礫はよく水磨された礫である。若しこれらの礫が予想される地域から河川によつて運搬されたと仮定すると直距離 10 km にすぎないので、かかる丸みをもつことに疑問がある。しかし仮に当時の基盤岩中の礫が河川水準面に再堆積したものならば当然今日みられる崖錐あるいはろ屑堆積物 (colluvial deposit) とは区別されるべきものである。唐花見泥炭地周辺では、その西側の南北性の 950 m 高度のひくいリッジに 1 m 弱の褐色火山灰層があり、その下位に 0.3~1 m 大の巨礫群がある。これらの礫は in situ なものではないとしても唐花見泥炭地附近の平坦面

をつくつた河が運搬したものと思われる。唐花見泥炭地周辺にはしばしば転石で巨礫を見、さらに、相川—藤尾間の路傍には石英斑岩礫の転石が多数あり、大峯東面北部のベンチ (850~870 m) の上の円礫群にゆるい傾斜で続く。大平西方 500 m の高度 860 m の高所に径 1 m の花崗岩礫をみるので、上にのべた石英斑岩礫も一部は二次的に基盤岩からのものばかりではないのであろう。

大峯南方では中島面が模式的に発達し、巨円礫の存在はわずか 1 個 2 m 大のものが、中島より広津方面に通じるコル状の峠 (750 m) で発見された。大峯西面では、ケスタの内面崖下より西に派生する尾根にはすべて大小の円礫があり、従来、本間らがほとんど旧河床礫としているものだが、この場合には基盤岩中の礫の混入はいちぢるしいものとみられ、どちらとも決定しかねる。大峯南端より堀ノ内への尾根には、10~20 cm 大の花崗岩礫をみるが、堀ノ内—宮本間の尾根には花崗岩礫が多く、そのほか石英斑岩・砂岩など 30 cm 以下の円礫が 850~870 m の高度にみられる。また、宮本—曾根原間では 10 cm 大の古生層起原の円礫が尾根末端にあり、900.6 m 高度に近づくにつれて、古生層起原の細礫がまし、この細礫は直下の基盤礫岩中の礫と似ているので、後生的な河床礫層とは考えられない。閼田北方では館ノ内段丘面上 70 m ほどの尾根の末端に、礫径数十 cm 以上の巨礫が多く、一部は転落して路傍にみられる。曾根原の神社は館ノ内段丘面より約 40 m 高いが、700 m の高度から多くの円礫があらわれる。それから 800 m にかけて古生層起原の 2 cm 内外の小礫があり、1 m 大の花崗岩礫も混え、後者は後生的な河床礫と考えられる。しかしこの尾根の他の部分には基盤岩中の礫とおもわれるものが多い。社村小学校東方の尾根の末端に、60 cm 大のものが多数あるが、いずれともわからない。下丹生ノ子にせまる尾根には、その末端に 2 m 大の花崗岩礫が

第1図 大峯周辺の山砂利 (基盤岩礫と思われるものを除く) と地形面との関係

1: 山砂利, 2: 巨礫—数字は礫径(m), 3: 矢印は転落して来た方向, 4: 移動していると思われる巨礫, 5: 4の場合で個数の多いことを示す, 6: 基盤礫かどうか不明のもの, 7: 山砂利と解してよいもの, 8: 凹陷地, 9: 湿原 等高線は切峰面を示す

- 第 2(a) 図 常光寺附近の山腹の円礫群，高度 820 m
 第 2(b) 図 常光寺より相川への路傍の巨礫（石英斑岩），他の中礫群は第三紀層起原の段丘礫，物尺は 1 m
 第 2(c) 図 常光寺東北方 911.1 m の尾根にある花崗岩巨礫（長径 2.5 m），物尺は 1 m，遠景は鹿島槍岳（2,889 m）

基盤岩の礫は 50 cm を最大とする程度の可能性があり，これらの転石中の大きいものは基盤岩中の礫としては大きすぎる感じがする．特記すべきケースとして 900 m の平坦尾根の 911.1 m に $1.5 \times 1.5 \times 2.5$ m の花崗岩の巨礫があり（第 2 図 c），その東方 50 m に $1 \times 1 \times 1.2$ m 大の花崗岩， $50 \times 50 \times 50$ cm の安山岩などがある．従つてこの附近の巨円礫は基盤岩中からの礫ではないように思われる．

このほか鷹狩山^{ノコ}北方，乗越より大町にくだる路傍，海拔 1000 m に花崗岩礫の径 2 m 位のものを見る．特記すべき例としては，松本市北方の大沢に尾根から転落した径 2 m 以上の花崗岩・チャート及びホルンフェルスの巨礫をみるが，附近の基盤岩は別所層・青木層の泥質岩で，この巨礫は全く外来的のものといわねばならない²⁾．

あり，尾根の上方には 20～30 cm 大の石英斑岩・玢岩・アルコーズ質砂岩及び花崗岩の礫があり，これらは基盤岩からのものらしい．丹生ノ子・木舟附近では段丘面上 70 m 位より，0.5～1 m 大の花崗岩・石英斑岩及び砂岩の礫があり，河床礫と考えられる．それ以上では，常光寺南方の 963.1 m の尾根，850 m の高度より 50 cm 大の花崗岩礫があり，基盤は礫岩であるが，このような大きなものが多いことから河床礫と考えられるし，また 1.5 m 大の石英安山岩礫も，現在の分布地から 1 km 以上のところの尾根から直接に供給された転石であるとは考えがたい．常光寺一相川間の清音^{キオト}の滝の沢には，2 m 大の巨礫の転石が多数ある．

種々の型の花崗岩を主とし，石英斑岩・複輝石安山岩等がある．清音の滝の北方の小さい沢には 20～70 cm 径の転石が多数存在し，種々の花崗岩・石英斑岩及び安山岩を主とする．この沢は基盤の露出がないが，基盤岩の礫岩が来る可能性が強く，おそらく両者が混合している．

2) 大沢附近，小松沢，柏沢に花崗岩を主とする転石があり，なお，尾根は 900～800 m の平坦稜をしめしている．もとは多数散在していたらしい（三村 1930）．神保小虎は，1926 年，天然記念物としての保存を勧告している（天然記念物調査報告，礦物之部 第 1 輯参照）

千野光茂及び小林茂樹(千野 1953)による大峯面に近い諏訪湖西方山地の山頂 1150 m の面に 20~70 cm の円礫をふくむ河床礫層がある。膠結物質はやや粘土分をおびた砂で、二次的なものではない。後述する“大峯礫層”に時代的に対比される。

以上述べてきたもののうち諏訪湖西方のものを除けば *in situ* に成層しているものは皆無といつてもよい³⁾。しかし池田町東方オコババ附近の間隙をなす高度 720 m に第三紀層凝灰岩・砂岩・礫岩層の上位に礫をふくむ厚さ約 10 m の礫層は、本間・藤本らも旧河床礫としたもので、岩相的には基盤岩と一見大差なく、不整合面も判然としない。下位の炭質物をはさむ花崗岩質砂層は急に失滅する礫質部をふくみ、小断層群で切られている。礫は、*well rounded* で 15 cm を最大とし、花崗岩・石英斑岩・玢岩を主とし、膠結物質は淘汰のよい黒っぽい砂である。この部分は向つて右方で急激に暗緑色のシルト岩に移行し、上位に水平な含礫層がくる。下位層はここでは N 40°W, 20°N である。上位の含礫層は層厚約 5 m で表面が風化のため黄褐色化し一見ローム質にみえる。礫は 30 cm ないしそれ以上で、その表面が褐色化している。礫種は花崗岩・石英斑岩・玢岩およびチャートなどで、膠結物質は粗い砂粒と青色粘土との混合物からなり、流木をふくむ。その上位 3 m は 5 cm 内外の礫からなる礫層と粘土との互層である。その上面は平坦面で麦畑となり、礫径 20~85 cm の転石がある。かように膠結物質に砂と粘土が混在することは、第三紀層一般の場合のそれが花崗岩質砂を主とするのに対して特徴的であり、またその風化様式も第三紀層の露頭にはみられないものである。この含礫層はしたがって不整合面で基盤をおおう後生的な堆積物であろうと考える。同様なケースとして常光寺一相川間の路傍で観察した露頭がある。すなわち、西から 2 つ目の沢の入口に 30 cm 大の礫を含み、花崗岩質砂を膠結物質とする礫岩の上位に、礫の方位・膠結物質共に淘汰の不良な含礫層がある。特に膠結物質は下位層が、露頭面では透水性の砂層であるのに対し、上位のそれは粘土と砂との混合した吸水性の地層である。これは小さい段丘堆積物と考えられ、もちろん山砂利層ではないと思われる。松本盆地扇状地にもみられることだが、かような膠結物質における粘土と砂との混在は、内陸堆積物の場合には例が少くないように思われる。

第3図 池田町東方オコババの断面

g: 山砂利, c: 礫岩層, s: 砂岩層,
m: 凝灰質泥岩, a: 砂岩および礫岩互層, b: 左方の s が b に移化する. c→b
は大峯累層のメンバーで N40°W, 20°N.

以上、山砂利と基盤岩との関係を吟味しつつ、分布の概要を説明したが、大峯周辺の山砂利は、
1) 河床礫と基盤岩からぬけだした礫との区別が困難で、礫重も相互に似ているものと思われることから、とくに礫の大きさで区別しなければならない。実際には後生的な河床礫の堆積当時に基盤礫岩から礫の供給もあり得たものとみられ、さらに当時の山ろくにろく屑、あるいは崖錐として再堆積したものの存在も考えられる。
2) 大峯周辺の山砂利は成層するものは僅かで、多くは尾根や斜面あるいは谷底に転落した礫で代表される。
3) 礫の大きさは基盤岩のそれが、がいして 30 cm 以下であるのに 50 cm 以上 3 m に及ぶものがあることで区別する以外に方法がない。
4) 礫の丸みは 50 cm 大のものは PETTJOHN (1949) のいう *well rounded* であり 1 m 以上のものは *well rounded* ないし *subrounded* である。
5) 礫種は花崗岩・石英斑岩・玢岩・安山岩及びチャートで、まれにホルンフェルスがある。古生層起原の礫は少く、古生層礫の多い場合はあきらかに基盤礫岩からきたものである。
6) 花崗岩礫・石英斑岩礫の場合では数 mm の微弱な酸化帯⁴⁾を表面につくつていることがあるが、ほとんどそれが認められない場合もある。
7) 山砂利は確実に層位的には褐色火山灰層の下位にある。

V. 山砂利と地形面との関係

上にのべたように基盤岩に由来しない後生的な河床礫と思われるもののうち、唐花見泥炭層附近の

3) その他八ヶ岳北ろく、更級郡仙谷には成層したものがある

4) 後章にのべる

950 m~1000 m 以上、大峯南方で 850 m 以上の高度のものは乗越面上の堆積物と考えられる。すなわち乗越附近・唐花見泥炭地・大平西方及び大峯東面の礫の一部は乗越面上にある。さらに常光寺―相川間の道路北側を東西に走る 900 m 尾根に分布する巨礫群、大峯南端で 800 m の平坦面にのるものは中島面上のものである。かような 2 つの地形面上に散在する礫を便宜上“大峯礫”と呼ぶことにする。

大峯礫とは勿論、予想される“大峯礫層”の分解したものである。ここで大峯礫に関する基底面との関係を経括すると次のようになる。1) 大峯礫は現在の河川に平行する判然たる段丘礫層ではない。2) 大峯礫は平坦度の高い大峯面群をおよぼす河川堆積物であり、それ故に本域ないしはその周辺で扇状地礫層や段丘礫層に解消するようなものではなく、あきらかにより古いものである。3) “大峯礫層”の厚さは決して大きなものではないと予想される。4) 礫種・礫径は先に述べたようであるが、特に花崗岩礫に富み、また径 2 m 内外の巨礫の存在が特徴的である。しかし、巨礫の存在は大峯礫の認定に有力なだけで、その個数は決して著しく多くはない。5) 重要なことは、大峯礫の基底面は平坦度が高く、その分布地は特定の地域、すなわち過去の河川の位置を示し、しかもその部分は大峯面群がほんのわずかに下刻された状態を示していることである。

次に大峯西方の館ノ内段丘面上 70 m 程の尾根末端から現われる巨礫はもつともはつきりした分布を示すもので、今日の農具川又は高瀬川に沿い、池田町東方でオコババ風隙の 720 m の河床礫層に連続するから、古い農具川又は高瀬川の段丘堆積物であり、また高瀬川が東に迂回していたものか、あるいはその支流の堆積物である。この地形面は先に述べた大町公園面になるから、これらの礫を山砂利として特別の意味を与えることはできない。

しかし乗越面上の堆積物についてはやや事情が異なるようである。すなわち唐花見泥炭層及び 850 m 以上の大峯南方の平坦面は飛驒山地よりの河川が現在の河川流路とは直角に東流した時代の風隙底であり、勿論松本盆地の形成以前のことである。中島面は、中山山地の相対的隆起が開始し、東流河川の中断、南方への迂回が始まった場合の形成になる。しかもこの 2 つの地形面は他地域をも通じて現在の河川流域の pattern とはかなり異なる発達を示し、大町公園面に至つて始めて現在の河川に沿うような分布がみられるので、現在の河川の河岸段丘礫とはいえないように思われる。

VI. 飛驒山地東部の最近の運動

飛驒山地東面の開析は最近の隆起によつて、著しくすみ、侵蝕面の識別は必ずしも容易でないが、あきらかに 2600 m 以上には小起伏面が認められる。飛驒山地東面は、飛驒山地全体からみて、もつとも大傾斜で、松本盆地に臨んでいるが、なお平頂峯や平坦山稜で示される数段の侵蝕階を認めうる。なかでも 1600~1800 m に平坦山稜の発達がみられ、これが 300~500 m の急崖によつて切り落され、この急崖下には尾根の走向には直角に交した 1000~1300 m の平坦山稜がケルンバット状をなして配列し、中房川や乳川では、コンセクェントな河流が急崖下で直角な屈曲を示すような pattern が注目される。ここに従来、辻村太郎 (1929) および矢部長克 (1935) によつていわゆる飛驒断層が想像されたのである。この断層の存否は筆者の 1 人小林 (1951 b) が地質的に否定しきることができないような事情を示したが、なお決定的なものはでていない。断層の存在を示す事実をあげると、EARDLEY (1933) が Wahsteh Mountains で、また MILLER (1941) が California で示したような、島状基盤岩の沖積面における存在、仮想断層崖上位の shoulder の存在、河川の屈曲、尾根の走向の pattern、谷中谷の形成及び古生層と花崗岩との非調和的接触というような特徴であり、1600~1800 m の平坦山稜と 1000~1300 m のそれとが断層によつて分離した断層階をなすものと考えざるを得な

い。1600~1800 m 面の破壊は300~500 m の下刻によつて示され、断層形成に対応して該地域が急激に隆起したことを示すようである。

筆者らはこゝにおいて、上にのべた地形的不連続をもたらしした 300~500 m の崖の斜面を、1) 松本盆地の相対的沈降、2) 飛驒山地の急激な隆起という2つの要請にもとづいて断層崖であると結論したい⁵⁾。この結論は多くの問題を単一の機構を仮定することによつて説明できる利点がある。

このような仮説にたつて、飛驒山地がわとフォツサ・マグナ西部がわとの地形面対比を考えなければならぬ段階にきた。

VII. 高瀬川扇状地礫層

筆者らの1人平林(1953)は高瀬川・籠川および鹿島川の扇状地を、下位より現河床面、第1段丘(大町面)、一降灰期一、第2段丘(上ツ原面)および第3段丘(なかやま面)と区分した。

このうち第3段丘は侵蝕面で第2段丘以下が堆積面である。盆地東縁では大町面は糸芝面に連続するので、館ノ内面は大町面よりやや古いが、褐色火山灰層はない。前にのべたように、館ノ内面下には粘土が多く、現在みられる粗粒な礫からなる扇状地礫層の一部をなすものとは考えがたい。館ノ内段丘をなす粘土分は東・北方より運搬されたものと思われ、層位的には扇状地礫層の下位層になる可能性を示している。

木崎湖の湖盆形態は南北3 km、東西1 km、最深29 mで狭長な形を示し、この湖盆は旧河谷の一部が鹿島川扇状地砂礫により dam up され、滞水と解されるが、このような河谷の存在は地表でみられる礫層の下位に形成されたものと考えられる。木崎湖東岸のボーリングによると62.5 m以下に粘土質層があり(田中 1930)、また、池田町北端では30 m以下は花崗岩の細砂層が多くなつてくる。松本盆地の南部でも、礫層はうすくせいぜい数十 m 以下の扇状地層であり、下位に侵蝕谷の存在を考えることができる。この侵蝕間隙は時間的には大きいものとは思われないが、このような下部層をふくめて扇状地層の厚さは少なくとも100 mを下らないことは多くのボーリングの結果が示しており、この厚さをたんに基盤岩の侵蝕量に应ずるものとして説明することは難しい。

飛驒山地東ろくは砂礫層に埋没するような形を示すが、河川のない山麓にある比較的急にかたむく小規模な扇状地様の斜面は北部では褐色火山灰層があるので、この地形面に接する小さい沢は火山灰層堆積後の侵蝕になるものではなく、堆積以前に形成したものである。しかし、このような沢は地表下でその延長に地下谷を有するのが物探から知られた一般的な事実である。かゝる谷と木崎湖をつくった河谷とが一連のものならば、扇状地形成過程に侵蝕期の存在を考えざるをえない。

大峯礫の堆積後、松本盆地の相対的沈降にともない下部扇状地層の堆積、侵蝕谷の形成、上部扇状地層の堆積という過程がみちびかれるのである。それならば、このような過程の直接の誘因はなんで

第4図 飛驒山脉東部の高度頻度曲線(目盛下方)および高度分布曲線(目盛上方)

梓川以北、槍ヶ岳—穂高岳連峰以東および高瀬川上流以東の山地 601 km² につき現行5万分の1地形図による。これらの地形図は多少不正確ではあるが、上限2900 m面、1700 m~1600 mの小起伏面、さいきんの侵蝕復活をみることができる。

5) 更にこの点にいて、坪井らによつてもこの部分に不連続的な地下構造の存在が想像されている(坪井・実川及び田島 1953)

あろうか、現在までに中山山地と松本盆地のあいだに地質的にあきらかな断層の存在は確認されていない⁶⁾。しかし上にのべた事実を説明するためにはここに前章にのべた飛驒東面の断層形成に伴う地溝形成を考えなければならぬ。この仮説がゆるされるならば、大峯礫が大峯面をおろす事実から大峯西面の断層活動より飛驒東面の断層活動が先行したものである。

VIII. 大峯礫の堆積環境および条件

1. 堆積環境

大峯礫は大峯面群をわずかに開析した状態で堆積しているので、大峯面群形成末期の堆積物であることは否定できない。また大峯面群上の風隙の分布や、礫の性質からみると、始めに高い平坦度を示した大峯面群の上位に飛驒山地を發するやゝ高度の平衡状態に達した河川系の存在が考えられ、次いでこのような侵蝕区が堆積区に変化したことが認められる。このような相当に平衡の状態に達した河川の上流、すなわち飛驒山地東面は少くとも今日より起伏に乏しく、河川が今日ほど激しい侵蝕を行っていた時期ではなかつた筈である。

一方において、大峯礫のうちにおける巨礫の存在は、大峯面群形成時代に想像されるような平衡状態に近い河川の運搬力とは調和しないといえることができる。すなわちこのような巨礫を運搬するエネルギーは、大峯面群形成以前、第三紀以来いまだかつて見られない大きさのものである。従つて大峯礫の存在は、大峯面群形成末期に該地域が侵蝕区より堆積区に変化したことだけでなく、飛驒山地より東流した河川がその stream regimen において新しい時階に入つたことを示している。

こう考えると、飛驒山地に見られる最も新しい侵蝕力の復活が示される、1700 m 内外の shoulder 面の破壊が新しい時階を示すものであり、大峯面群と shoulder 面との対比を可能ならしめるようにおもわれる。大峯面群の形成末期に、それに連続する侵蝕面が断層によつて2分され、上位に shoulder をつくり、下位に平頂峯をなすケルンバットをつくつたものと解される。飛驒山地東部の最近における隆起の傾向は侵蝕谷の形成、侵蝕階の発達から見て否定できないもので、このような対比に矛盾する

第5図 飛驒山地隆起前の松本盆地附近の地表面の想像図。fは常念岳東方の断層形成が行われたと思われる位置

ようなものはまずないであろう。第5図はこのような対比に基づいて想像される飛驒山地東面及び松本盆地周辺の大峯面群形成時における地表景観である。このような仮説にたてば、その後の経過は次のように説明される。

断層形成に伴う侵蝕の復活は1700 m 内外の shoulder 面を下刻し、V字谷を形成する。扇状地礫層はほぼ断層線所在地より著しい埋積を示し、盆地中心部では礫層の厚さは深井戸、物探の資料から100 m以上に及ぶことが知られている。中山山地は大峯礫の堆積中に隆起を開始した。飛驒山地を發する東流河川は乗越面に堆積後、隆起運動によつて中流部において中断され、乗越・相川及びオコババを風隙化させ、中島面（大峯西側の場合）および大町公園面のような段丘面をつくりつゝ現在に到つている。大峯礫は中山山地の開析の進行に伴い、再び大部分は逆方向に移動しつゝある残留物であり、この状態におかれた原因は中山山地が松本盆地に対して相対的隆起を示していることにあるのはあきらかである。

6) 池田町南方七五三掛の場合のように傍証的な地形もみられる

2. 巨礫の運搬について

上にのべてきたように大峯礫は、飛驒山地が松本盆地に対し比高 1500 m 内外の状態にあつた当時の、平衡に近い河川により急激に搬出されたものと考えられ、こゝに、1) 東流河川の勾配の増加あるいは、2) 河川の流量増加のみによる運搬力の増大の 1 又は 2 を考えなければならない。河川の運搬エネルギーは勾配のみでなく、河中その他の河況に左右されるので、一概に勾配のみをとり出して論ずることは妥当ではないが、大峯礫中の巨礫が単に、1) の場合、つまり河川の勾配増加によつてのみ運搬されたとするならば、巨礫は大峯礫を構成する主要なメンバーである筈である。しかし、先にものべたように、大峯礫中の 1 m 以上の巨礫は決して数量的に多いものではなく、筆者らの算定では、全体的にみて精々、数十個にすぎない。従つて 1 m 以上の巨礫はみかけ上、特徴的ではあるが、かように少量である事実によつて、一義的に勾配増加を期待することはできない。

巨礫の存在という点を吟味するために、現在の高瀬川河床の礫を調査した。1953 年 9 月 25 日の台風 13 号時に高瀬川は著しい増水を示し、その際に移動した巨礫は、現在、その巨礫の附近にみられる一般的な礫径の最大級のものを、なお飛躍的に超越していることがわかつた。高瀬川の現河床礫はきわめて大きく、扇頂（大出西方）附近で一般的なもののなかで最大級のものは径 1 m 弱に及ぶ。河床面の礫の大きさは一見、極めて不均等で、サンプリングのしかたに困難な問題を与えたので便宜的につぎの方法をとつた。まず 1 地点の一般的な礫の最大級の平均値を求めるために、附近の任意の 16 m² の区劃内に必ず入ってくる程度の最大級の礫に着目し、それに続く礫を上の方劃内で 20 個とり、その平均礫径をもとめた。このような方法を繰り返して扇頂より約 9 km の間、一般的な礫の最大級のものの大きさを計測する一方、扇頂より 500 m 毎に sporadically に存在する最大礫との関係を示したものが第 6 図である⁸⁾。これによつてわかるように少量ではあるが、一般的な大きさの礫を超越するような巨礫が河床礫中に存在することと、それらが台風 13 号時に移動したものであることがあきらかに認められた。

KRUMBEIN, CHAWNER 及び DODGE (1950) らによる California の La Crescenta Flood の際の巨礫の移動にも示されるように、巨礫は必ずしも集団としてではなく、出水時には個体で運動する。GAGE (1953) はまた山間の河流で、このような超越的な巨礫が異常な出水時にのみ僅かながら移動することをのべているので、大峯礫中の巨礫が、その個数が少い点において異常な洪水時の運搬物であり、河川の常態における運搬物ではないことがわかつてきた。

そこで大峯礫中の巨礫を、おそらく相川風隙を貫流して東流した古い高瀬川類似河川の運搬物と考え、現在の高瀬川巨礫の下限と比較してみた。高瀬川の現河床 3 m 大のものの下限は大峯礫の相当する大きさのものの下限より 4.2 km、1 m 大のものは 4.5 km、夫々西方にあることになる。この数字は更に別の観点から吟味される。すなわち飛驒断層発生以

第 6 図 高瀬川河床礫中の巨礫と一般的な礫の大きさの関係

縦軸は礫径、横軸は第 1 発電所よりの距離、9 km は社村岩淵、破線は一般的な礫径の上限、C: 鹿島川合流点、K: 観音橋、T: 高瀬橋

7) 大町市における降雨量、1953 年 9 月 23 日 13.6 mm (4.50~9.00) 降雨継続; 24 日, 27.6 mm (~9.00~9.00~); 25 日, 83.7 mm (~9.00~23.05), 計 124.9 mm で山間部は更に多かつたものとみられる (平林観測)

8) 高瀬川の場合では 16 m² という面積は巨礫を問題にするかぎり、なお小さすぎる感がある

前、または飛驒山地隆起以前、つまり松本盆地形成以前の飛驒山地の山ろくは現在より東に前進していた筈である。断層崖上に残る侵蝕面をそのまゝの傾斜で延長させるならば、山ろくが約 4 km 東方に延長され、ほぼ中山山地の西ろくに接する。従つて大峯礫中の巨礫は必ずしも現在の場合より遠距離運搬されたと考える必要はない。高瀬川の勾配は大体 15×10^{-3} であるが、大峯礫の堆積当時以前の河川の勾配は、松本盆地附近が主に侵蝕区であつたとみられるから、現在の堆積面の勾配よりは小さくないことが想定される。しかし、大峯礫堆積時に入つて上流部の勾配増加を考えると、河川が新時階に入つたとはいへ、これが例えば降水量の増加、あるいは前に述べたように河川勾配増加だけで著しく運搬エネルギーを増大したと考える必要がない。このような推定から筆者らは、大峯礫の成因およびそのうちにみられる巨礫の由来を、次のように理解した。

大峯面群形成末期には、比較的開析の進んでいた飛驒山地東ろくは、ほぼ中山山地まで山脚を延ばしており、急激な飛驒山地の隆起によつてコンセクェントな河川は上流部の勾配増加により侵蝕の復活を示した。そのため大峯面群の一部は堆積区となり、その間しばしば例外的な洪水によつて、巨礫が東方へ移動を始め、その後、東流河川が松本盆地域の沈降により迂回するようになり、大峯礫が中山山地上に残されるに至つた (第 7 図)。

しかし、従来、山砂利やそこに見られる巨礫の由来は常に多かれ少かれ多雨期の問題と結びつけられて論じられてきたので、この点についての吟味が必要となつてくる。

IX. 地質時代についての検討

山砂利が多雨期の産物であるか否かを吟味するには、それが氷期・間氷期の何れの堆積であることを明らかにする必要がある。

フオッサ・マグナ西部で、地形面・堆積物に関し、その地質時代をきめる資料は少く、褐色火山灰層 (信州ローム)、浦里層 (八木 1942) 及び塩川累層 (八木 1929・井出 1936) のみである。褐色火山灰層の降灰の終末は既にのべてきたように (小林 1951a)、いまのところ J_3 中期とすることに著しい矛盾を感じない。本域の地形編年の基準からいえば、梓川段丘の森口面形成後であり、その終了は乗鞍岳最後の熔岩流出期に近い。浦里層は八木 (1942) によつて報告されたもので *Palaeoloxodon namadicus naumanni*, *Shika nippon nippon* (高井 1938) を含む。大峯面群を侵蝕した凹地に堆積した沼沢性堆積物で、褐色火山灰層の非分布地域であるが、恐らくその直下にくるものであろう。したがつて *P. namadicus naumanni* の最後のものを

第 7 図 松本盆地の地史および山砂利の堆積を示す概念図

上より、I 断層形成前の地表と河床面 (破線)、II 断層活動 (c) による転移、III 侵蝕の復活と山砂利 (g) の堆積 (断層活動は徐々にこなわれたので、実際には II のばあいのような地形はできしなかつた)、IV 中山山脉西縁の断層 (d) の形成と下部扇状地層 (f_1) の堆積、山砂利の転移 (d の断層も徐々にこなわれた)、V 下部扇状地層の開析、VI 上部扇状地層の堆積

含んでいることになり du I とみられる。塩川累層は *P. namadicus naumanni*, “*Parelephas trogontherii* POHLIG”⁹⁾ を含み、層位的には八ヶ岳北ろくの山砂利の下になる。塩川累層の下限は、現在の知

9) 鹿間の談によれば塩川累層の “*P. trogontherii*” については問題があり、原標本が所在不明のため検討されない由である

識では、なお不明であり、またその気候が明示されるような事実はあげられていない。かつて笹倉正夫 (1933) が本累層を間氷期層としたことがあるが、証拠はなく、堆積の原因は地殻運動にあるとみられる。塩川累層は *P. namadicus naumanni* の産出からみて、一応、 J_1 (dl II) としておき度い。鹿間 (1952) のように松崎層を第3氷期に対比する限り、大峯面群の完成は第2間氷期になる可能性が大きい。

こうしてみると大峯礫は第2間氷期から第3氷期への推移期に運ばれたものになる。第2表はこれらの知識を整理し、編年及び対比を試みたものである。

第2表 松本盆地周辺の第四紀編年表

編年記号	堆積物	梓川扇状地 飛騨東部	中山山脉	高瀬川扇状地	地殻運動	氷期
a	III — A II — II — A I — I	唐花見泥炭層	現河床面 — 押出面 — — 上海波面 —	現河床面 — 糸芝面 — — 館ノ内面 — — 大町公園面 —	現河床面 — 第1段丘面 — — 大町面 —	
du II	c — Du II — b — a — Du I —	褐色火山灰層	森口面	大町公園面	第2段丘面 (上ツ原)	乗鞍岳火山活動 ↑ 第4氷期
du I	c — b — a — DI II —	上部扇状地層 下部扇状地層 “大峯礫層”	波多面 — { 1700m面 (1200m面) —	大峯面群	第3段丘面 (なかやま面)	松本盆地形成 ↑ ? 第3氷期 ?
dl II	b — a — DI I —	塩川累層	鍋冠山面	出峯面	平坦化作用 造構運動終結 (第三紀層地帯) ↑	第2氷期
dl I	— Pd —	— 2400 m 面 —	— 大流山面 —	— 袴越山面 — — 美ヶ原面 —		
pd						

X. 花崗岩礫の磨損と風化

大峯礫について注目されることは、一般に新鮮で風化の微弱なこと、丸味のつよいこと、巨礫は花崗岩礫が多いことである。花崗岩礫が河川を移動するとき、たとえば渡良瀬川などで多くの研究者がみているように、磨損によつて著しく礫径を減ずるものがある。大峯礫中の巨礫がたとえ 1 km にもせよ、移動してなお径 2 m 以上の大きさを保持すること、かつその風化がきわめて微弱であることは例外的とさえ思われる。

磨損のはやさについてはもちろん岩質の相異によるものと察せられる。そこでこの問題を明らかにするため現在の高瀬川の河床礫について岩石の性質、大きさ、推定されうるもののみの移動距離、および大峯礫の岩石的性質、大きさ、風化の程度を調査した。

第3表には、現在の高瀬川附近の河床礫中の巨礫の大きさ $a \times b' \times b'$ (短主軸 b 及び c の平均値を b' として示す)、及び、それらの体積と同一の球体の直径を ϕ -尺度で示したものの、みかけ上のかさ、鉱物粒の粒度をしめした。高瀬川現河床礫はそれぞれの産地からの移動距離は一樣ではない。

第3表 高瀬川河床礫（上段）と大峯礫（下段）との諸性質の比較

粒 径 (cm) a×b'×b'	岩 質	みかけの堅さ	鉱物粒の大きさ (mm)				大 き さ (φ-尺度)	移動距離 (km)	酸化帯 の厚さ (mm)
			Q.	Or.	Olig.	Biot.			
100×100×100	biot.-granite	堅 い	1±	3>	6>	4>	-10	10	0
100× 80× 80	sheared-granite	ふつう	5>	6>	1>	2>	-10	?	0
100× 70× 70	gneissose-aplitic-gr.	"	1.5±	3>	—	3>	-10	15	0
115× 60× 60	porphyritic-biot.-gr.	堅 い	0.5	2>	2>	1>	-10	?	0
110× 60× 60	gneissose-granite	"	0.3±	2±	2±	1—	-10	15	0
85× 80× 80	porphyrite	"	—	—	—	—	-9	?	0
80× 60× 60	"	"	—	—	—	—	-9	?	0
80× 55× 55	"	"	—	—	—	—	-9	?	0
80× 50× 50	schistose-granite	"	0.5~ 0.01	2	?	0.5	-9	15	0
100× 40× 40	"	"	2>	2>	3>	0.5	-9	"	0
100× 36× 36	micropegmatitic- porphyritic-gr.	"	2>	?	4>	2>	-9	?	0
	pinkish-biot.-granite	もろい	8>	10>	5>	2>		?	0
250×150×150	coarse grained biot.-gr.	ふつう	5>	10>	3>	3>	-11	?	?
200×115×115	"	"	4>	4>	1>	2>	-10	?	5
150×120×120	biot.-granite	やゝ堅い	2>	3±	4>	1.5>	-10	?	4>
170×100×100	coarse grained-biot.-gr.	やゝもろい	10>	4±	2>	3>	-10	?	5>
120×110×110	biot.-granite	ふつう	2±	3±	2±	2>	-10	?	?
170× 90× 90	micropegmatitic-biot.- gr.	堅 い	3>	7>	1±	2>	-10	?	?
110×100×100	biot.-granite	ふつう	2±	10>	4>	1±	-10	?	?
105×100×100	quartz-porphyry	堅 い	—	—	—	—	-10	?	5—1
150× 80× 80	biot.-granite	ふつう	3>	5>	2>	2>	-10	?	?
80× 70× 70	quartz-porphyry	堅 い	—	—	—	—	-10	?	?

しかし、みかけ上かたいものは、がいては鉱物粒径は小さく、とくに quartz が sutured structure をもつような gneissose-granite, あるいは、細粒の quartz からなる schistose-granite, その他 porphyritic-granite, micropegmatitic-granite, quartz-porphyry が多いことが注目される。高瀬橋附近で大きさの点では -4 以下の桃色花崗岩¹⁰⁾ は鉱物粒の接合面より分解する傾向を示す。また第3表にみるように -9 以上のものが 10~15 km 移動していることは明らかであるから、磨損のはやさは花崗岩の性質に関係するものとみるべきであろう。

常光寺附近の転落した山砂利はうえにのべた河床礫計測点より約 4.5 km 東のところで、礫種は quartz-porphyry, micropegmatitic-granite の他に、比較的粗粒のものが多く、みかけでも高瀬橋附近のものほど、堅さを示していない。それにもかゝらず大きさは -11~-10 のオーダーのものである。この様な事実からみると常光寺附近の山砂利の堆積環境は現在の高瀬川でいえば上の計測地点よりはむしろ上流のそれに当るものである。このことはさきに仮定したように飛驒山地の東ろくが東に前進していたこと、および勾配は今日より強かつたらしいことから考えて、現在の等大の高瀬礫より、移動距離も小さいことを感ぜしめる。なおここで1つの問題点である大峯礫の巨礫の“丸み”

10) この花崗岩は perthitic orthoclase が桃色を呈するもので、その分布については平林 (1951) が示している

について筆者らは今のところ GAGE (1953) が示したように、巨礫の移動は普通より長時間にわたって動いたものとして説明している。

次に山砂利中の巨礫は一般に風化が微弱でほとんどそれがみとめられぬものが多い。しかし、花崗岩礫の表層に酸化鉄の形成によつてできた薄い酸化帯がみられる。褐色化した酸化帯の厚さは花崗岩では4 mm 土のものが多く、1つの礫でも部分によつては最大1 cm に及んでいる。Quartz-porphyry の場合では5~1 mm がみられた。花崗岩の酸化帯の発達は biotite と magnetite 粒が周辺の無色鉱物のわれ目ないしは各鉱物粒の接合面に褐鉄鉱の微細脈を出していることに起因する。無色鉱物とくに長石類の風化はほとんどみとめられない。このように花崗岩の風化は主に含鉄鉱物の酸化と、鉱物粒の接合面にそう分離による分解であるといえるが、接合面の分離の進行した場合の、酸化帯の厚さの測定は困難である。第4氷期の氷河削剝岩面や、運搬岩塊は花崗岩質礫でも風化はきわめて微弱であるといわれている (FLINT, DEMOREST and WASHBURN, 1942; FLINT, 1947)。

本邦の氷河堆積物の風化については、今日資料はほとんどないが¹¹⁾、大峯礫はうに予想された地質時代のものともみるかぎり、その風化は微弱にすぎるように思われる。しかし砂礫層にしろ、氷成堆積物にしろそれが成層状態にあるかぎり、風化は表面から下方内部にむかうのが一般であるから、大峯礫の場合も、はじめに礫層として堆積し、その後、礫層は褐色火山灰による被ふくがあり、かならずしも subaerial な状態におかれてからの風化の永さは、きまつていないのである。

XI. 多雨期の問題

さきに山砂利の運搬エネルギーが多雨現象によつてみちびかれたものではないかという問題を保留しておいたが、大峯礫にかんするかぎり、その運搬エネルギーは現在のそれより著しく大きいものとはいえないこと、またその堆積が第2間氷期にちかい時代になること、しかし氷期であるか、間氷期であるかは何ともいえないこととのべた。

一方、いままで山砂利が礫層の層位あるいは、地形面との関係が時代的にあきらかにされることなく、その産状と岩相とによつて多雨期の問題が云々されてきた。礫層の岩相は一義的に雨量をきめるものではないから、これらの論法には飛躍があつたことをみとめざるを得ない。あえて論理的な表現をするならば、“多雨”という相対的な言葉は、少なくとも年間総雨量という単位で比較されなければならない。また、洪積世といえども、気候帯や降雨帯の存在は否定できないことがらであり、また降雨に季節的変化がある以上、当然、年間総雨量という単位を多雨期論の尺度にとる必要があり、またかゝる尺度のうちに多雨を招来するような気象学的な論理が成立しうるかを考えてみる必要がある。WIRTZ および ILLIES (1951) は Island of Sylt における洪積層中の河成堆積物 Kaolin-Sand にふくまれる Scandinavia から 1000 km 以上運ばれた中礫の由来を、河川上流部の勾配増加および氷期における降雨の増加で説明した。古くから古気候研究者¹²⁾が、意識的あるいは無意識的に強調している“多雨期”の問題にかんする1つの予想は多雨現象は氷期と間氷期とを1/2周期とする降水量の変化によるものである。多雨現象はその模式地以外では相当検討を要することがらで、平行論的に日本の場合を説明しようとすることは危険である。かつて大塚彌之助および谷津栄壽 (1948) は、多摩川段丘礫径を現河床礫径と比較し、多雨期の存在を否定したことがあるが、しかし多摩川段丘礫が氷期ある

11) 中央アルプス南駒ヶ岳におけるカール底堆積物は顕著な酸化を示しているが、これについては何れ報告する

12) W. AHLMANN, C. E. P. BROOKS, E. HUNTINGTON, C. M. MANNERFELT, A. PENCK, D. J. SCHÖVE, G. C. SIMPSON および H. C. WILLETT など

いは間氷期のいずれの生成物であるかを確める必要があつた。つまり仮に間氷期の堆積物ならば、うえの比較論はあまり有効性がない。他方、北欧で 1700 年 A. D. いろいろの気候変化と降雨量との関係は、同じ時代でも雨量指数が対立的に相異なるような地域差のあることが示されている (SCHOVE, 1949b)。

1920 年いろいろ、arctic および subarctic 地域ではとくに冬期の気温は上昇しつゝあり、氷河の後退は顕著であるといわれている。ヨーロッパ全般にわたつて、S. PETTERSEN (1949) は大気循環指数 M_{tot} 、気圧傾度の増加、前線の活潑化を示しており、大気循環の激化をみとめざるをえない。BROOKS (1949・1950) および SCHOVE (1949a) は循環活動の激化に伴い polar front の北偏、気候の海洋的变化、降水の増加と氷河後退の事実を強調している。これらの循環活動の激化の原因は一応古典論の立場における熱的な影響を考えなければ説明できないが、こう考える限り、氷期と Pluvial lake との関係あるいは、SIMPSON 説によつて氷期に循環活動が激化したとするような仮説には、はなはだ多くの問題が存在する。つまりうえにのべた地域では氷期は、大気循環の増大期であるという仮説と全く対立するものであるからである。

何らかの原因で大気循環が変化した場合の本邦の気候変化を考えてみると、結論的には、氷期の冬は極気団の発達著しく、本邦は極地性大陸気団下に入り、寒冷乾燥型の気候になる¹³⁾。氷期の夏は pacific polar front の南下により梅雨型降雨は季節的におくれるか、あるいは微弱である。熱帯性低気圧も前線以北に進入する場合を考えにくい。したがつて、氷河の消長の問題はともかく、氷期に本邦が多雨であつたという予想はほとんどでてこない。この問題は将来、気象観測年代における子午線方向および帯状循環指数の検討によつてその証拠をあげたいと考えている。

大峯礫の堆積時は事実の検討のうえからは当時のそれが、現在の降水量より多いという証拠は全くなく、ことに年間総雨量を豪雨という特殊現象の性格を一般化して論ずるかぎり、多雨であつたと結論することはできない。いずれにせよ大峯礫中の巨礫の運搬については、それが氷期にせよ、間氷期にせよ、現在¹⁴⁾を間氷期とするかぎり運搬はむしろ間氷期の夏の降水による可能性がつよく、変形された形ではあるが、梅雨型あるいは熱帯性低気圧型の降水による出水時の運搬によるものではないかと結論される。

XII. 結 語

松本盆地周辺のいわゆる山砂利を、地形面・推定される堆積相・礫径・松本盆地の地下構造・飛驒山地東部の地形発達史、河川による巨礫の運搬・礫の磨損および風化などに関する観点から考察した。

本域周辺では武石峠 (1750 m) に円礫の散布をみ¹⁵⁾、それ以後の多くの礫層の堆積をみとめることができる。このような事実はいうまでもなく、礫の搬出はつねにおこなわれてきたものであるが、地盤運動の形式による堆積区域の発達過程をとおして、それぞれの場所に、それぞれの産状で堆積し、残存しているものである。

大峯礫は、その産状から、それが扇状地礫層とは一応別個のより古いものと考えたが、その独立性はやゝあいまいである。すなわち、大峯礫は地形面によつて、その時代的上限をきめることができる

13) 氷期の冬といえども、日本海斜面の本土、北海道には相当量の降雪を期待することができる

14) 多くの事実、研究者の意見を総合すると現在は間氷期の maximum ではないが、それに近いとみてよい

15) 武石峠 (袴越山面) の円礫は本間 (1931) によつて報告された。チャート、内村層起原の塩基性岩などからなるが、これが古生層地帯に発する河川の外来運搬物かどうかには疑義がある

が、より後期の段丘礫層とは判然たる異相を示すものではないらしい。また大峯礫の堆積は多雨期とよばれるような時期のものではないと考える。

多雨期の問題については、後氷期気候変化資料にもとづき、本邦でなされた多雨期論の考察方法に難点があることを指摘した。この問題は、現在研究中である。

大峯礫については、なお正確な時代決定に、また信州他地域の山砂利には未解決の問題があり、将来の研究にまちたい。

謝 辞

本域の調査にさいし、御同道いただいた牛来正夫・中野尊正および鹿間時夫の諸氏、現地の小・中学校の伊藤成一・前田利雄・太田守夫・杉沢栄次郎の諸氏、旧稿の内容について討論をいただいた基礎地形談話会の諸氏、井尻正二・亀井節夫・木村敏雄・湊正雄の諸氏、気象学的考察についての星合誠および気象研究所丸山晴久の諸氏の御指導に厚く感謝する。この研究には 1947 年いらいの文部省科学研究費を使用したことを記し、大方に御礼申し上げる。

文 献

- 1) BROOKS, C. E. P. (1949): Post-glacial Climatic Changes in the light of Recent Glaciological Research. *Geogr. Ann.*, Vol. **31**, pp. 21~24
- 2) BROOKS, C. E. P. (1950): Geological and Historical Aspects of Climatic Changes. *Compen. Meteor.*, pp. 1004~1018
- 3) 千野 光茂 (1953): 諏訪郡川岸村山頂の河床礫, 信濃教育, No. **795**
- 4) DODGE, B. H. (1950): Debris Control. Trask's "Applied Sedimentation." (Wiley) pp. 336~346
- 5) EARDLEY, A. J. (1933): Strong Relief before Block Faulting in the Vicinity of the Wahsatch Mountains, Utah. *Jour. Geol.*, Vol. **49**, pp. 243~267
- 6) FLINT, R. F., DEMOREST, M. and WASHBURN, A. L. (1942): Glaciation of Shickshock Mountains, Gaspe Peninsula. *Bull. Geol. Soc. Amer.* Vol. **53**, pp. 1211~1230
- 7) FLINT, R. F. (1947): Glacial Geology and the Pleistocene Epoch. (Wiley)
- 8) 藤本治義他 (1946): 長野油田の地質, 地質雑, Vol. **52**, pp. 48~55
- 9) GAGE, M. (1953): Transport and Rounding of large boulders in mountain streams. *Jour. Sediment. Petrol.*, Vol. **23**, pp. 60~61
- 10) 平林 照雄 (1951): 長野県高瀬川流域の地質, 信濃, Vol. **3**, No. 11, pp. 19~28
- 11) 平林 照雄 (1953): 上原遺跡の地形・地質学的考察, 信濃, Vol. **5**, No. 4, pp. 241~247
- 12) 本間不二男 (1927): 長野県中部地方の地質構造, 地質雑, Vol. **34**, p. 132
- 13) 本間不二男 (1931): 信濃中部地質誌 (古今書院), 本文
- 14) 井出 淳一 (1936): 長野県野辺山原に於ける象歯化石と地層に就いて, 地球, Vol. **25**, No. 4, pp. 281~288
- 15) 小林 国夫 (1951a): フォッサ・マグナ西部に於ける第四紀編年, 信州大学紀要, Vol. **1**, No. 1, pp. 9~25
- 16) 小林 国夫 (1951b): 常念岳東方の断層地形に関する一考察, 地評, Vol. **24**, No. 11, pp. 377~381
- 17) 小林 国夫 (1953a): フォッサ・マグナ西部における洪積世侵蝕面群, 地評, Vol. **26**, No. 7, pp. 292~307
- 18) 小林 国夫 (1953b): 日本の氷期と礫層とに関する問題, 堆積学研究, No. 4
- 19) 小林国夫・平林照雄 (1950): 松本盆地東縁のいわゆる旧河床礫, 地質雑, Vol. **56**, No. 662, 506

- 20) 小林 国夫・平林 照雄 (1952): フォッサ・マグナ西部のいわゆる 大峯火山と第四紀区分について, 地質雑, Vol. 58, No. 682, p. 293
- 21) MILLER, W. J. (1941): Recognition of Faults in southern California. *Jour. Geol.*, Vol. 49, pp. 87~100
- 22) 三村 邦雄 (1930): 仁科三湖地方の地形地質, “日本アルプス湖沼の研究” 中の p. 64~112
- 23) 中村新太郎 (1927): 京都, 大阪, 奈良, 神戸四近地質図説明文, 地球, Vol. 8, No. 1, p. 41
- 24) NAKAMURA, S. (1933): Mountain Gravels in the Shigaraki Plateau. *Proc. 5th. Pac. Sci. Congre, Canada*
- 25) 大塚弥之助・谷津栄寿 (1948): 多摩川の堆積物について, 地質雑, Vol. 54, No. 631~633, pp. 41~43
- 26) 小沢 儀明 (1926): 洪積世の大雨期について, 東洋学芸雑誌, Vol. 42, No. 3, pp. 181~186
- 27) PETTERSSSEN, S. (1949): Changes in the general circulation associated with the recent climatic variation. *Geogr. Ann.* Vol. 31, pp. 212~221
- 28) PETTIJOHN, E. J. (1949): Sedimentary Rocks. (Harper), pp. 396~400
- 29) 笹倉 正夫 (1933): 千曲川上流の間氷期層, 地質雑, Vol. 40, No. 477, pp. 315~316
- 30) SHIKAMA, T. (1952): The Japanese Quaternary, its Outline and historical Review. *Sci. Rep. Yokohama National Univ. Sect. II*, No. 1, pp. 29~53
- 31) SCHÖVE, D. J. (1949a): European Temperature A. D. 1500~1950. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, Vol. 75, No. 324, pp. 175~179
- 32) SCHÖVE, D. J. (1949b): European Raininess since A. D. 1700. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, Vol. 75, No. 324, p. 175
- 33) 高井 冬二 (1938): 本邦に於ける新生代哺乳動物 (予報), 地質雑, Vol. 45, pp. 745~763
- 34) 田中阿歌麿 (1930): 日本アルプス湖沼の研究, p. 88
- 35) 辻村 太郎 (1929): 日本地形誌, p. 199
- 36) TSUBOI, C., JITSUKAWA, A. and TAJIMA, H. (1953): Gravity Measurements along the Lines of Precise Levels over Whole Japan by Means of a Worden Gravimeter. V. *Proc. Jap. Acad.*, Vol. 29, No. 10, pp. 550~555
- 37) WIRTZ, D. and ILLIES, G. (1951): Lower Pleistocene Stratigraphy and the Plio-Pleistocene Boundary in northwestern Germany. *Jour. Geol.* Vol. 59, No. 5, pp. 463~471
- 38) 矢部 長克 (1935): 長野県梓川谷に沿へる地形観察 II, 科学, Vol. 5, pp. 68~71
- 39) 八木 貞助 (1929): 信州佐久産出の象歯化石と其の地層に就いて, 地学雑, Vol. 41, No. 506, pp. 212~222
- 40) 八木 貞助 (1942): 長野県小県郡浦里村産化石哺乳類, 地学雑, Vol. 54, No. 635, pp. 30~34