

地学教材としてみた安倍川：その2.石コロの旅

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2018-07-11 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 鈴木, 章世, 狩野, 謙一 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.14945/00025480

地学教材としてみた安倍川

— その2. 石コロの旅 —

鈴木章世*・狩野謙一**

はじめに

浸食・運搬・堆積という河川の基本的作用を理解する手段の一つとして、川原の石コロ（礫）の上流から下流への変化を調べてみることを取り上げた。ごく一般的には、川原の礫は上流ほど角ばった大きなものが多く、下流にいくほど丸く小さくなるといわれている。これは本当であろうか？

河川の礫を扱う具体的な方法としては、礫の大きさ、円磨度、球形度、種類などの変化を調べることがあげられる。今までの教科書ではそれらについての解析の原理、方法のみが述べられるだけの場合が多い。実際の河川で観察・測定をしているような場合でも、いくつかの解析法のなかから1種類の資料を扱ったり、多くても2～3種類の資料を比較するくらいで、多数の異なる項目の資料を同時に比較している例は余りないように思われる。さらに一つの河川について、上流から下流にかけて系統的に礫の変化を調査したという文献で入手が容易なものはほとんどない。これについては、教材として適した河川が身近に存在しないことが大きな一因かもしれない。しかし、川の働きをよく理解するためには、互いに関係しあっていると思われる複数の資料を、各地点において系統的に比較していくことが重要ではなかろうか。

幸い安倍川は、その1（前号）で述べたように、教材として多くの利点をもつ。そこで、この安倍川の河床礫について、礫の大きさ、形態変化などを観察・測定して、果たして河川の働きを理解させるための教材として有効か否か、又、用いる場合にはどのようにしたらよいかについて検討した。

謝辞： 都留文科大学上杉陽教授による相模川での河川礫教材とその扱い方が大変に参考となった。静大大学院染野誠氏（現所属、INA新土木研究所）にはサンプル採取に協力していただき、その処理について多くの御意見をいただいた。記して感謝する。

安倍川の河床礫

河床礫を解析する通常の手順として、まず礫種構成を把握しておく必要があるが、今回は礫種構成を詳しく検討しなかった。伊藤（1967）によると、河口からの距離約4.0 km、標高15.6 mの手越付近において、径16～64 mmの間にある礫の6割弱は砂岩、3割弱は泥岩（頁岩）よりなり、残りの1割強は礫岩、チャート、ハンレイ岩、玄武岩などからなる。一般に、河川の礫種構成はその流域の地質に左右されるが、この結果は、安倍川流域のほとんどを占める古第三系瀬戸川層群の単調な地質構成をよく反映している。実際に今回の観察をとおしてみると、上流、下流とも砂岩と泥岩の礫が圧倒的に多いのが特徴といえる。

*株式会社 東日

**静岡大学教育学部地学教室

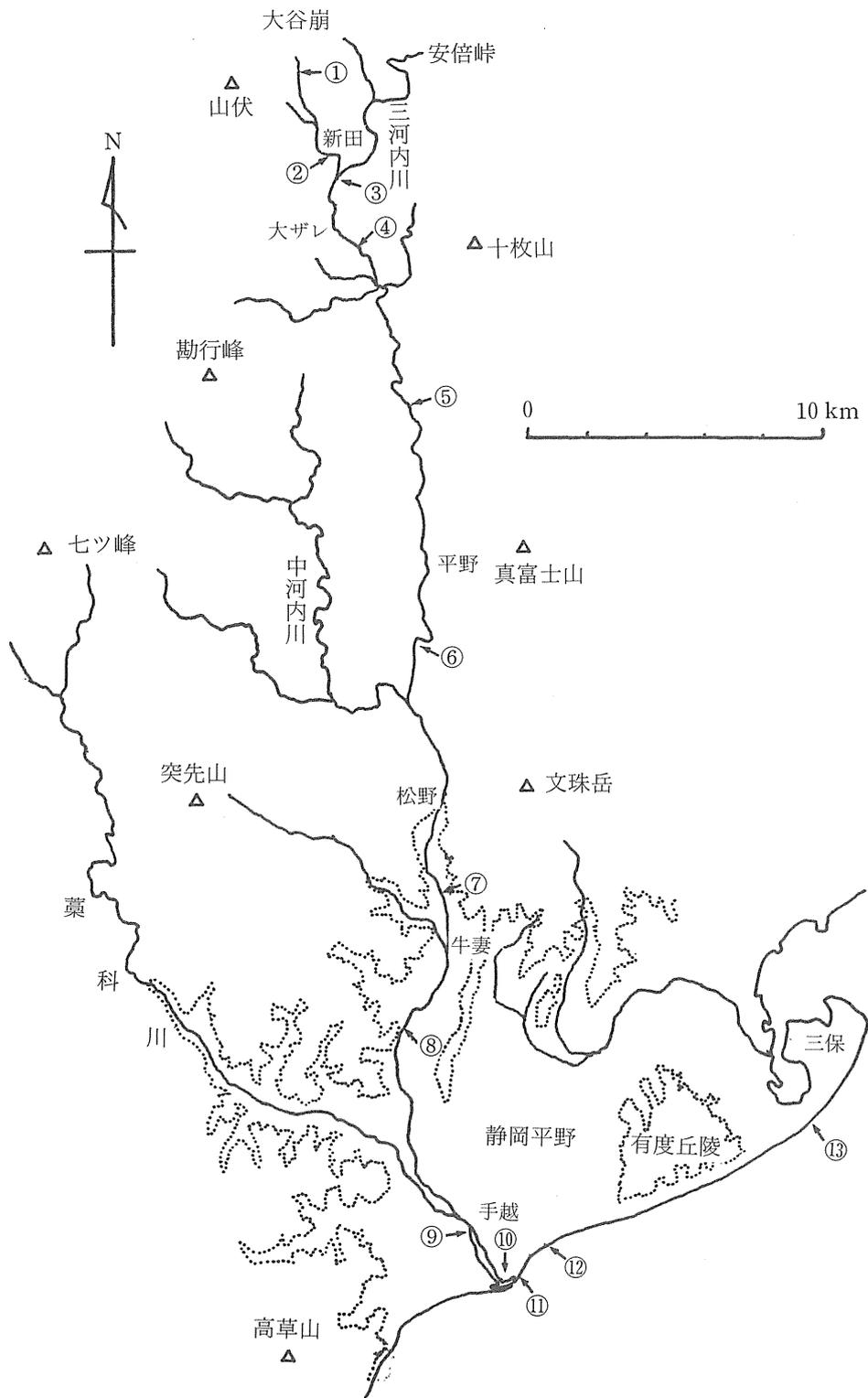


図6 安倍川の概要とサンプル採取地点 (①~⑬)
点線は平野と山地の境界

流域の地質が単調であればあるほど、支流から、また本流自体から側方浸食によって運搬作用をあまり受けていない礫が長距離を移動してきた礫に混入してきて、下流に行くほど礫の供給源を特定するのが困難となる。ところで、河床縦断面図(図3*)の形態では安倍峠から流下する本流(三河内川)よりも、大谷川をとったほうが河川の一般的な形態を代表している。その大谷川の源流部、すなわち扇の要から陵線にかけては、大谷崩れと呼ばれる大規模な崩壊地が存在し、砂礫の一大供給地となっている。大谷崩れの構成層は瀬戸川層群にごく一般的な砂岩、泥岩、および砂岩泥岩互層よりなる。安倍川本流(三河内川)はこの大谷川よりは河床勾配がかなり緩く(図3)、大谷崩れに匹敵する大崩壊地は存在しない。町田(1959)によれば、大谷崩れは16~18世紀頃に形成されたが、とりわけ1702年の崩壊は大規模で、その時生じた土石流は約4 km下流の新田付近で本流をせき止め、池(大池)を形成させるとともに、さらにそこから約2 km下流の大ザレ付近までの河床を覆って大規模な堆積段丘を形成させた。現在でも大谷崩れの崩壊は続き、上流を覆った堆積段丘も浸食されて、下流に大量の砂礫を供給している。大ザレより下流の本流沿い、および支流の流域には、大谷崩れに比べればきわめて小規模な崩壊地しかない。

これらからみて、上流の河床礫のほとんど、中~下流域の大部分は大谷崩れ起源であろうと推定できる。このように河床礫のかなりの起源を最上流部の崩壊地に特定できる河川は珍しいといえる。同時に、起源を特定できるということは、上流から下流にかけての河床礫の変化を知るにはきわめて良い条件であろうと思われる。

川原での観察とサンプルの採取

河床面が広く観察できるようにやや濁水している時期を選んで、大谷川の扇の要から河口までの①-⑩地点(図6*)で周囲の地形と河床面の状況を観察した。これらはすべて自然状態が保存されてい

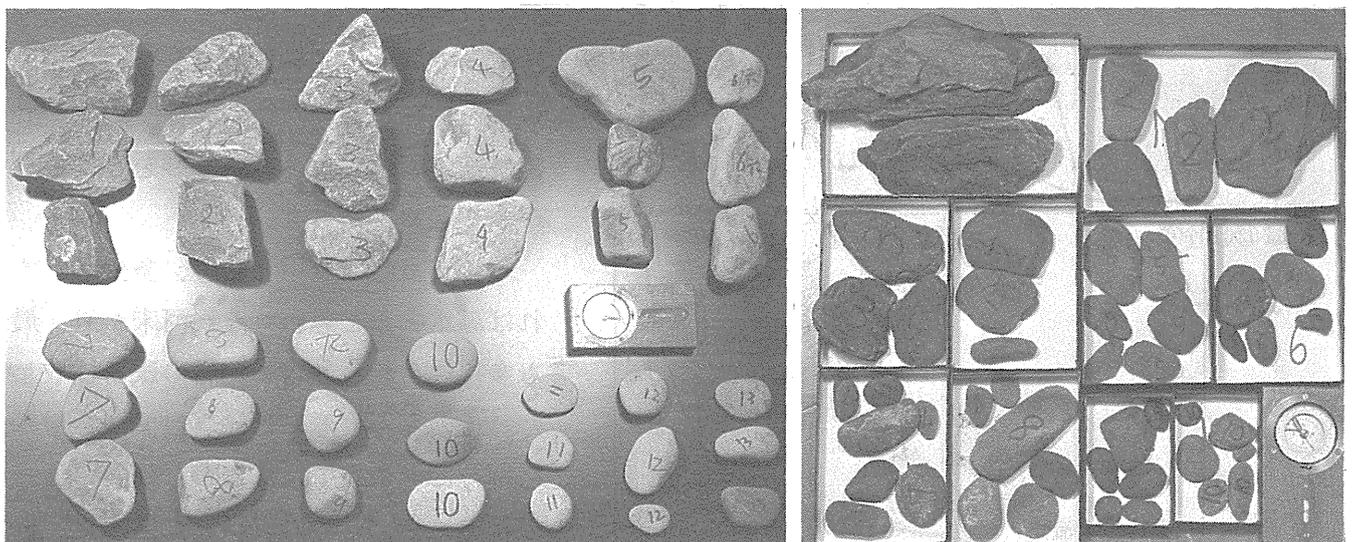


写真4 採集した河床礫の一部。左：砂岩，右：泥岩，いずれも左上から右下に、上流から海岸部へと配列，礫の表面の数字は図6の地点番号。

*図および写真番号は、その1(静岡地学 第53号)からの続き番号

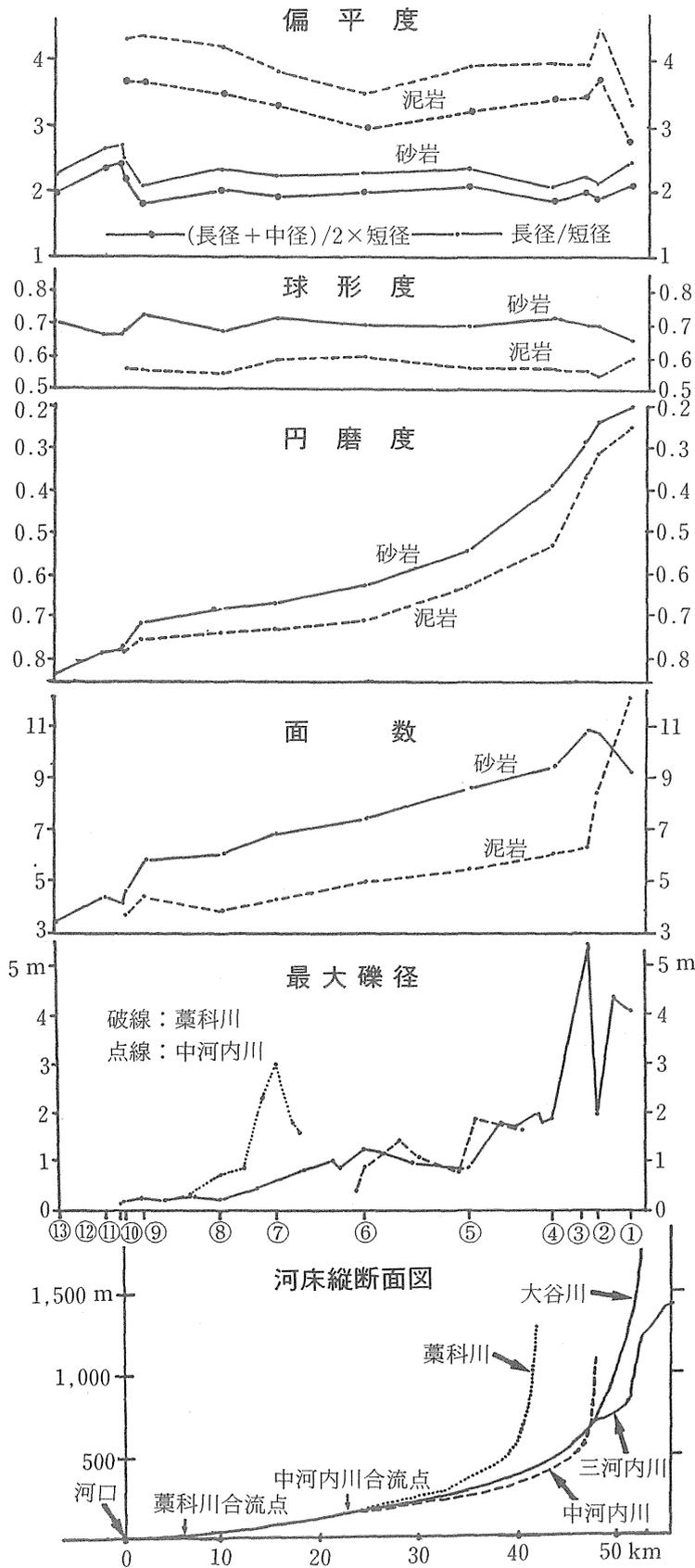


図7 礫の計測結果
偏平度，球形度，円磨度，面数は
各地点での平均値をプロット

と思われる、かつ自動車道路から短時間で到達でき、サンプルの運搬に便利な地点である。当然、工所用、砂礫採取用のトラック、ブルドーザーが走っているような河床は避けている。なお、⑩地点は通常は河川水の影響を受けているが、大波時には海水が流入する場所である。

これらの地点で砂礫の分布状態、礫の大きさ、種類などについて観察し、河床の概況をつかんでおく。幾つかの地点での河床の概況は後に写真で示す。このような観察だけで、十分に河川礫の変化を知ることが出来るが（写真4*）、より正確には幾つかの事項について計測し、グラフ化しておけば、さらに進んだ科学的な取り扱いが可能となる。時間と天候が許せば次章で述べるような計測はすべてその場で作業できるし、その方が理想的であろう。しかしながら、教材として扱う際にすべての地点でそれらの作業ができるとは限らない。現実には、野外観察が十分に行えない場合が多く、その際には室内でスライドを見ることなどで野外観察を補い、個々の礫の詳細な観察・計測は室内実験で行うという形をとることが多くなるであろう。

そこで室内作業用として、多少増水すれば湛水すると思われる現河床から、最も多く見られる砂岩と泥岩の礫を採取した。その際、実際には砂岩自体が数種類に細分できそうではあるが、細かい種類の相違は考慮せず一括して扱った。砂岩についてはさらに海岸部の⑪～⑬地点でも採取した(図6)。泥岩を海岸部で採集していないのは、礫径が小さくなり、数も少なくなるためである。地点により

条件が異なるために採集個数は一様ではないが、1地点につき砂岩が50~80、泥岩が20~40で、総計で砂岩が900弱、泥岩は300強となった。この個数の差は各地点の川原での泥岩と砂岩の量比に影響されている。

なお、採集に際しては、上流部の礫は大きすぎて運搬が困難でかつ室内での処理には適さないので、握り拳大以下の小さめのものを採取した。中~下流域では、なるべくその地点で代表的と思われる大きさの礫を採取した。礫の外観、たとえば円磨度などが一般的なものと大きく異なり、明かに支流からの流入礫もしくは側方からの落下岩塊と思われるものは排除した。従って、この段階で礫の採取は無作為的とは言えない。

計測方法と結果

各地点での河床礫の偏平度、球形度、円磨度、面数、最大礫形の5項目について計測をおこなった。このうち、最大礫径を除いた4項目は、前述した採取サンプルを用いて室内で行った。なお計測方法については、特別な機器を用いないこと、費用がかからず誰でも短時間で行えること、特に厳密さは問わないがグラフなどを作成させて科学的な検討ができるようにすること、などに留意した。以下に述べる方法のうち、面数を除けば、教科書、参考書などにごく一般的に掲載されている方法（たとえば、奥村編（1955））なので、特に文献は引用しない。計測結果は河床縦断面図とあわせて図7にまとめた。以下の本文、グラフ中の平均値とは算術平均値である。

1. 偏平度=礫の形状を表わすものの一つで、平べったさの尺度である。

方法：礫の長径、中径、短径を物差し（できればノギスのほうがよい）で計測したのち、計算によって求める。ここでは(1)長径/短径によるものと、(2)(長径+中径)/(2×短径)、による2方法をおこなった。数値が大きいほど平べったいことを意味する。

結果：(1)では砂岩は河口および海岸部で2.75近くまで平均値が増加するが、それを除くとほぼ上~中流をとおして2.0~2.5の間を上下するだけで大きな変化はない。泥岩では、砂岩よりやや変化があり、値自体もやや高くなるが、ほぼ3.5~4.5の間に収まっている。ただ

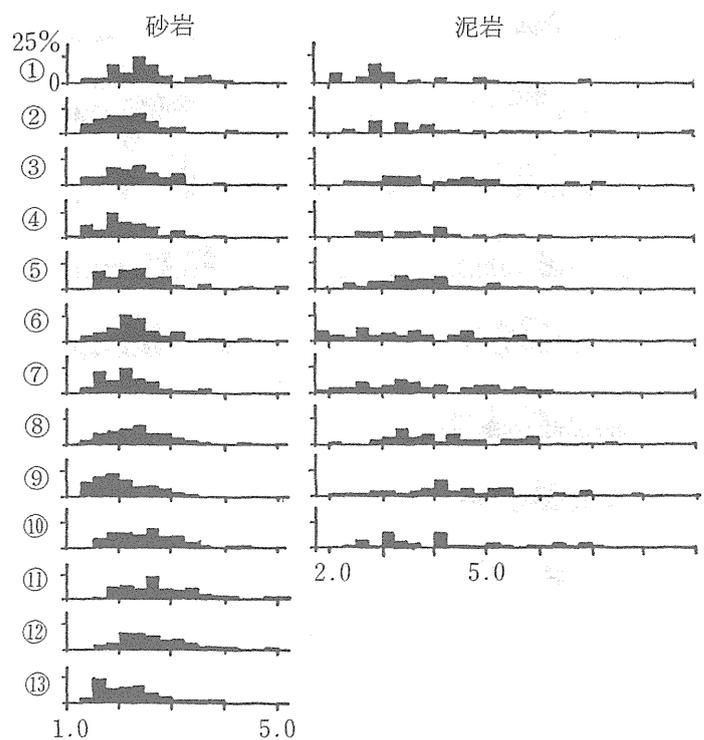


図8 偏平度頻度分布

し、その頻度分布はかなりの幅をもち、砂岩に比べて泥岩のほうが幅は大きい(図8)。バラツキの程度は上流、下流とも大きな変化はなく、砂岩で1から4、泥岩で1.5から8程度の間にある。(2)においては(1)で求めたものより値が全体的に0.5程度下がっただけで、グラフの形はほとんど変わらない。

2. 球形度=礫の形状を表わすものの一つで、球形に近いかどうかの尺度である。

方法：次の3つの方法が一般的である。すなわち、(1)長径×中径×短径の3乗根/長径を計算する、(2)縦軸に中径/長径、横軸に短径/中径をとって、プロットしていく、(3)標準的なモデル図に見合うものを見つけて求める。今回は、数値としてはっきりと(1)の方法を用いた。これによると球に近いほど値は1に近づく。(2)の方法では分布傾向を視覚的に求めるのにはよいが、平均値を求めるのには適さない。今回は上、中、下流(河口)にあたる①、⑥、⑩の3地点の砂岩のみをこの方法で検討してみた。球形度は本来3次元的なものであるがモデル図は2次元であり、球形度の比較には不向きであると考え(3)の方法では検討しなかった。

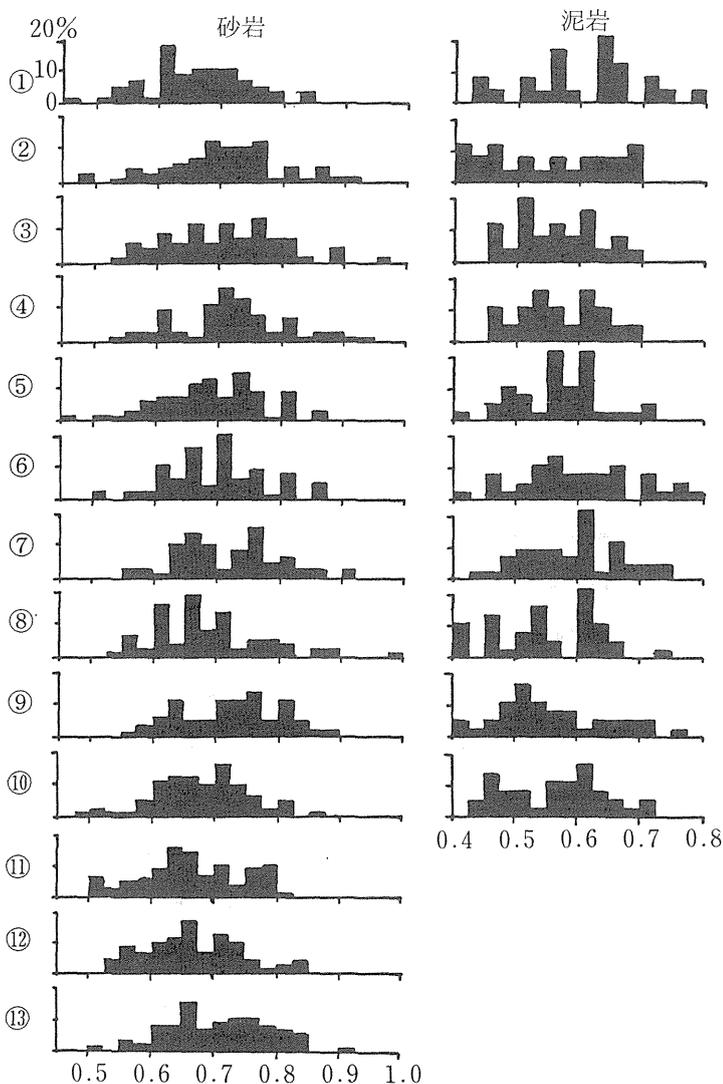


図9 球形度頻度分布

平均円磨度=0.57とでていいる。そこで今回は、円磨度を8段階にわけたモデル図(図11)を用い、それぞれの段階に照らし合わせて点数化した。球形度と同様に円磨度は本来3次元的なものでありモデル図は2次元であるが、この場合は簡便であることを重視した。

結果：砂岩では上流ではやや急激に、下流では徐々に、0.2程度から0.7程度まで平均値が変化していく。河口および海岸部では0.8程度となる。泥岩も同様に0.25程度から0.75程度まで変化する。ま

結果：砂岩は0.7前後、泥岩は0.6前後という平均値をとり、偏平度と同様に上流から下流にかけて余り変化が見られない。海岸部に入ってやや下がるが顕著ではない。バラツキの程度は砂岩で0.5~0.9、泥岩では0.4~0.8の間にあり、上流から下流にかけて大きな変化はない(図9)。(2)の方法による3地点でのプロットの結果では、図9と同様にその分布傾向は、上、中、下流で余り変化していない(紙面の制限のため図の提示を省略)。

3. 円磨度=礫がどれだけ円磨されているかの尺度である。

方法：円磨度を求める方法は各種考案されているが、一般には礫のすべての角に内接する円の半径を加えたものを、内接する最大の円の半径で割った値を用いる(図10)。この方法は計測に時間が掛かり、計算も複雑となり、大量のデータを処理するには適さない。伊藤(1967)がこの方法で前述した手越付近で砂岩礫の解析を行っているが、その結果では平均

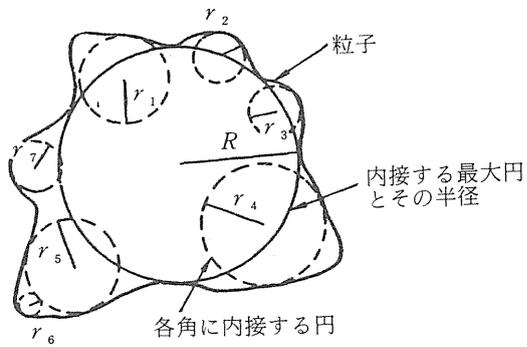


図10 円磨度の求め方 (WADELL, 1932)

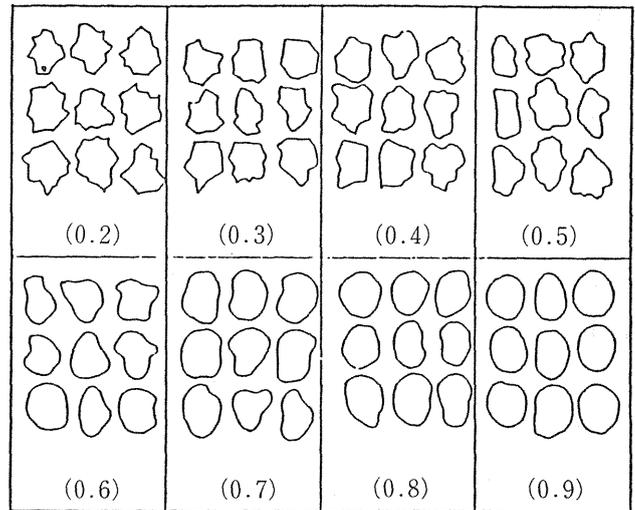


図11 円磨度を求めるモデル図 (KRUMBEIN, 1941)

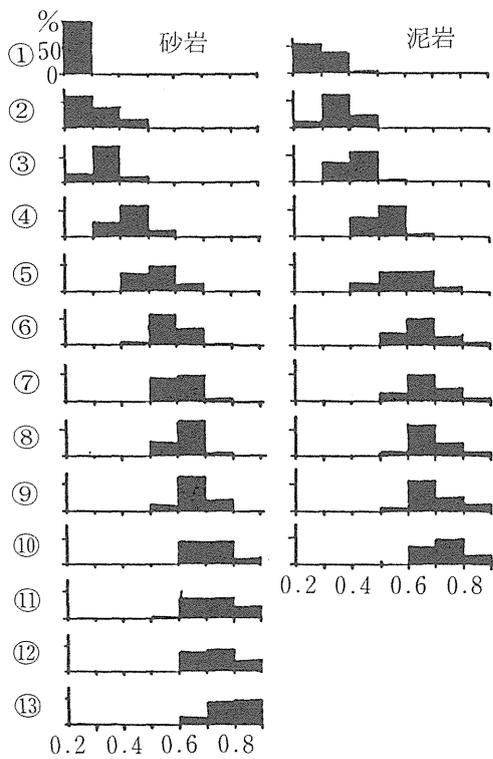


図12 円磨度頻度分布

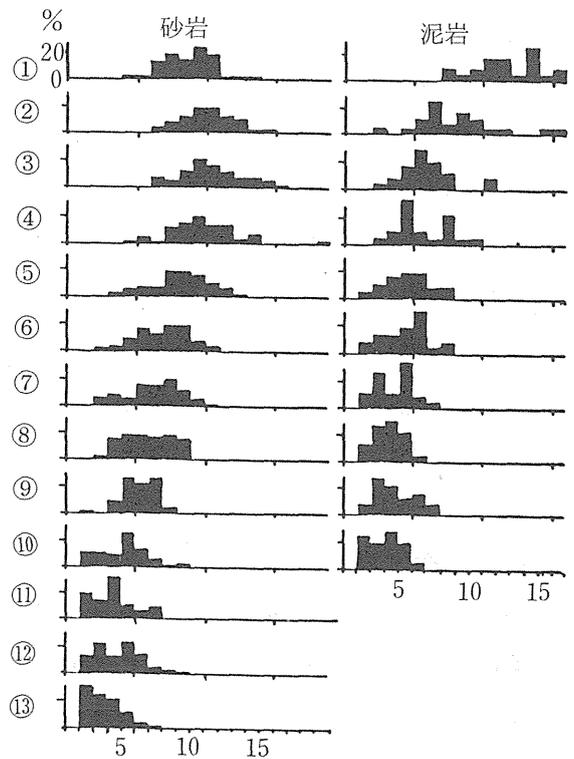


図13 面数頻度分布

た、図 12 にも明瞭なように、全体に下流ほど円磨度が高い方に移行していく。

4. 面数=礫の表面がいくつの平面、または曲面により構成されているかを示す。礫の形状と円磨度に関係する。

方法：礫の表面はいくつかの大きな面から構成されるとともに、面と面の間には角ばった稜が存在するか、小面積の面が存在する。ここではその小面積の面を除いて、礫が大局的にいくつの面によって構成されているかに注目する。たとえば、球または楕円体は 1、カードや円盤は 2、サイコロは 6、将棋の駒は 7 であり、角ばり複雑な形のものほど、面数は多くなる。

結果：砂岩では上流で 10 面前後のものが下流にむけて徐々に面数が減少して、下流部では平均して 5～6 面体となる。河口および海岸部ではさらに減少し 3～4 面体となり、2 面体のものも多くなる（図 13）。一方、泥岩では①～③地点で急激に面数をへらして 6 面体になったのち、さらに下流に向けて徐々に面数をへらして、3～4 面体に近づく。上流ではパラツキの幅がやや広く、下流になるほど幅が狭くなり、全体の値が減少していく（図 13）。特にその傾向は泥岩で顕著である。

5. 大きさ=礫の大きさは川の運搬能力を表わす。

方法：礫の大きさを比較する方法は幾つかあるが、ここでは計測と結果の処理が最も簡単にすむ最大礫径を計測した。最大礫径はその場所での川の運搬能力の上限を示す。各地点で現河床を見渡し、最も大きいと思われる砂岩礫の長径を計測した。この計測は短時間ですむので、上記の 10 地点以外の数ヶ所でも計測した。さらに 2 大支流である中河内川と藁科川においても数地点で同様に計測した。2 支流の上流部においては、河床に降りるのが困難なために、測定を行っていない。なお、伊藤(1967)は前述した手越付近で礫径の統計解析を行い、粒径中央値=17.7 mm、淘汰係数=3.06 の値を示した。このうち後者の値は淘汰不良を意味する。

結果：最大礫径は最上流部では数 m 程度で、下流にいくにつれ小さくなるが、河口部でも数 10 cm 程度の礫が見受けられる。上流部①～③地点での礫径の変化は河川の運搬能力よりも、落下岩塊そのものの大きさに規制されている可能性が大きい。2 大支流における最大礫径は本流と合流する前に、本流での計測値より小さいか、又はほとんど同じ値を示している。

安倍川の運搬・堆積作用

以上の結果を河床縦断面図と比べることによって、いくつかの重要な点が指摘できる（図 7）。

(1) 礫の変化には河床勾配が大きく係わっている

川の運搬能力は流速に規制され、流速は河床勾配に規制される。これは河川の最大運搬能力を示す最大礫径の変化と河床縦断面図とが調和的なカーブを描いていることに明瞭にあらわれている。また、円磨度、面数の測定結果も河床縦断面図と調和的で、礫は下流に向かって角がとれて、丸くなっていく。特に勾配の変化が少なくなる④地点より下流では円磨度と面数は徐々に減少している。このことは、円磨度、面数の変化は、運搬距離に関係していると考えられる。面数の分布の変化（図 13）から見て、さらに水磨が進めば砂岩、泥岩とも 2 面体に近づいていくことが推定できる。

図 3、7 のように本流（三河内川）の河床勾配は大谷川との合流点付近では大谷川に比べてかなり緩い。また 2 大支流のうち中河内川の河床勾配は合流点付近では本流よりも緩く、藁科川は本流とほ

ほぼ同じ河床勾配をもつ。このことは少なくともこれらの河川から流入される礫の最大礫径は、本流からの礫の最大礫径に影響を与えないことを意味するとみてよい。さらに円磨度や面数についても、これらの合流点の前後で測定値に余り不自然な変化は認められない。洪水時の流量の差（ほぼ流域面積の差）も考慮にいれば、現河床の礫の大部分が大谷崩れから供給・運搬され、三河内川や中河内川、藁科川といった支流から流入した礫はわずかである、とした推定は誤っていないものと思われる。ただし、採集がある程度作為的になされている影響がでているのかも知れない。

(2) 礫はできた時点でそのおおまかな形と移動距離が決まってしまう

一般的に、礫の形態変化の原因として、機械的な力を受けて割れていく場合と、削られて摩耗していく場合とが考えられる。前者の場合では、割れることによって扁平率、球形率は当然変化するであろう。実際には扁平度、球形度の平均値とバラツキの程度はほとんど変化していない。この結果は、礫の大まかな形は形成時から余り変化せずに、その表面だけがわずかに削られて丸みをおびながら運搬されていくことを示唆している。安倍川は急流河川であり、その中を流れる礫は礫どうしの衝突により割れながら小さくなるのでは、と考えやすい。実際に割れた跡、欠けた跡を有する礫も見られるが、その数は多くはない。

この結果を(1)とあわせると、礫の移動できる距離は最初の生産された時点の大きさでほぼきまり、運搬される過程で角が取れて丸く、やや小さくなり、河川の運搬能力に見合ったところで移動を止める、ということになる。すなわち、礫は割れて小さくなりながら下流に運ばれ、ついには砂になるという過程は主要なものではない。

(3) 岩質が違えば礫の形も違って来る

このことは砂岩礫と泥岩礫の形態の違いに表われている。瀬戸川層群の砂岩と泥岩を比較すると、泥岩の方が柔らかく、内部に平行なへき開を有するために異方性が大きい。砂岩は固く、へき開が発達していない。このことが、礫の生産と水磨を受ける際に強く影響すると思われる。すなわち泥岩はへき開にそって割れやすいため、扁平度が大きい平べったい礫ができやすく、砂岩は角ばった礫ができる。この差は(2)で述べたように最後まで礫の形を支配するようになる。また、柔らかい泥岩のほうが水磨を受けやすいことは、泥岩のほうが砂岩に比べて円磨度、面数が流速の速い上流部で急激に減少していくことによくあらわれている。

(4) 環境が違えば礫の形も違って来る

このことは下流まではゆるいカーブを描いていた扁平度、球形度、円磨度、面数とも河口から海岸部で変化していることに表われている。特に面数と円磨度の変化が顕著である。これらの結果は、河川部では遠距離を移動する過程で徐々に円磨されて来た礫が、海岸では急速に円磨されて角がとれていくことを意味する。これは海のほうが川よりもはるかに水磨作用が大きいことを示唆している。いままで一方向、すなわち下流方向への流れに支配されていた礫が、一転して波の往復運動の影響を受けるようになった結果と思われる。

有度丘陵の小鹿礫層の礫と安倍川

有度丘陵の上部を構成する下末吉期（10 数万年前）の小鹿礫層は、かつての安倍川から供給された

礫を主体として構成されている(土、1960)。丘陵の南西部にある静岡大学裏(図14)の小鹿礫層下部から採集した砂岩礫62個について、安倍川の礫で行ったと同様な計測を行った。

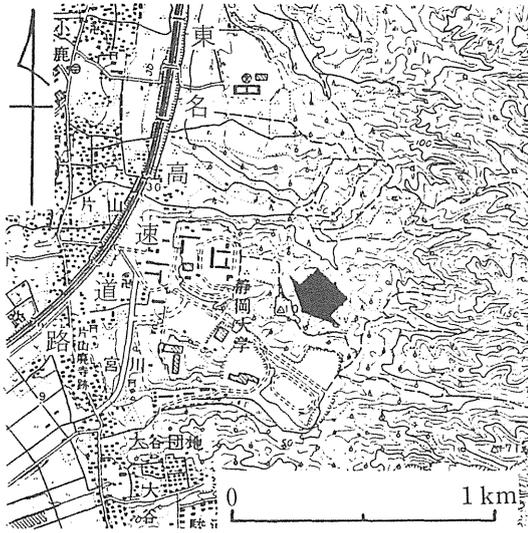


図14 有度丘陵南西部、小鹿礫層中の砂岩礫採取地点(矢印)
(国土地理院発行2.5万分の1地形図『静岡東部』を使用)

その結果それぞれの平均値は、(1)の方法による偏平度=2.2、球形度=0.70、円磨度=0.61、面数=6.9となった。このうち偏平度と球形度は現河床の砂岩礫とよく一致する。円磨度からみると現河床の⑤地点付近、面数からみると同じく⑦地点付近の礫に対応できる(図7)。この2地点は現河床の中流域にあたり、小鹿礫層の砂岩礫は現在の安倍川中流部に相当するような河川の影響を受けていたと推定できる。一方、最近の近藤(1985)による堆積学的検討では、この当時の海岸線は草薙付近を北北東-南南西にのび、この西側(静岡側)には扇状地が広がり、東側(清水側)には急傾斜の礫質な海底が迫っていた。

1地点だけのデータではあるが、この結果から、10数千年前の安倍川は現在ほどには成長しておらず、現在の中流に相当する程度の運搬、円磨作用しか受けていない礫が大量に駿河湾に注ぎこんでいるような状況が推定できる。

なお現河床の砂岩礫は新鮮で堅硬であり、ハンマーで割った面は灰色である。一方、小鹿礫層の礫は内部まで風化が進み、ハンマーで叩くと壊れやすく、破断面は黄褐色を帯びている。堆積してからの時間の経過が風化の程度に明瞭に表われている。

教材としての利用

東海型の急流河川の中でも特に急流である安倍川では、果たして上流部から下流部へかけて、礫に系統的な変化が現われるのか、礫の状態を観察するのに適しているのか、教材として適しているのかで不安があった。しかし、測定結果をみると、地形との係わりをもった川の働きが礫の変化によく表われていることがわかる。特に砂岩礫に注目することでよい結果が得られた。さらに海岸の礫や過去の礫層中の礫と比較して、いくつかの推測が出来ることが示された。以上に述べた処理法と考察は厳密性に欠き、特に統計学的には不十分な点は多い。このことを割り引いて考えなければならないが、逆にいえば、この程度のラフなサンプリング、計測、処理でもそれなりの結果が得られることになり、最も手間のかかるサンプリングの負担が軽減できることを意味する。さらに、この結果は川の働きを考えれば極く当然なのかもしれないが、結果が当然であればあるほど理想的な教材となりうる可能性があることを示唆している。

ただし、以上を教材として用いる場合、ここで述べたすべてを行うには測定と計算に時間が掛かりすぎる、といった欠点がある。同じ程度の学習効果があげられれば出来るだけ短時間で済む方法をとる必要がある。

サンプル数、項目数、または観察地点を減らすのが短時間に処理するための最も手軽な方法である。

減らせば減らすほど誤差は大きくなるので、どの程度減らしてよいかについては、どの程度の結果で満足するかという問題とかかわっている。勿論この際には出て来た数値自体よりは全体的な変化傾向を重視することはいうまでもない。ただし、分布の幅の広い偏平度、球形度の測定については、余りむやみにサンプル数を減らすのは、好ましくないといえる。面数については分布の広い上流域ではやはりむやみに減らせないが、下流ではかなり少ないサンプルでも傾向がでる。円磨度についてはバラツキの幅もせまいことから、少ないサンプル数でよいといえる。

つぎに、数人で分担して班を作り作業するという方法が考えられる。しかし、モデル図を用いた円磨度の判定や面数の数え方など基準があいまいなものについて、多人数で処理した結果をまとめると、各人による判定基準がまちまちとなるので、よい結果が得られない危険がある。より正確な結果を得るためには同一項目についてはできれば同一人物により判定するほうが望ましい。

球形度は偏平度と同じ形状についての扱いであるが、相反する性格のものである。すなわち偏平度が小さければ、球形度が大きいと考えてさしつかえないだろう。実際、偏平度と球形度のグラフを比較すると、一方が高くなる所では他方が低くなるという傾向がある。このことから、形状については計算が簡単な偏平度だけとし、球形度は省略してもさしつかえないのではなかろうか。さらに、偏平度を扱う場合には、得られる結果があまり変わらないので、計測・計算がより簡単で短時間で済む長径/短径を使うのがよい。球形度については、(1)の方法では3乗根の計算ができる学生、生徒にしか使用できない。もし必要ならば、今回検討しなかった(3)のモデル図を用いることができる。

この解析に使用した礫は、静大教育学部の学生実験教材として無作為に6組にわけて、上記の幾つかの項目について簡略化した方法で作業にあたらせているが、今までに特に不都合は生じていない。これについては別章で紹介する。

参考文献

- 伊藤通玄 (1967) 静岡県的主要河川礫について (改訂版) 静岡県地学会資料, 4, 1-28.
近藤康生 (1985) 静岡県有度丘陵の上部更新統の層序. 地質雑, 91, 121-140.
町田 洋 (1959) 安倍川上流部の堆積段丘-荒廃山地にみられる急速な地形変化の一例-. 地理学評論, 32, 14-25.
奥村 清編 (1978) 地学の調べ方. 地学のガイドシリーズ 0, コロナ社.
土 隆一 (1960) 有度丘陵の地質構造ならびに地史. 地質雑, 66, 251-262.

(次号に続く)

(前号の訂正. p.18, 6行目, [誤] アクリル板→ [正] エンビ板)