

私たちの生活と地質

(8)

崩れゆく山と埋まりゆく貯水池

水と石との宿命的なたたかい

毎年私たちは9月になると台風の進路が気にかかる、これはいわずもがな 台風に伴う風水害を恐れるからである。キャスリン・キティなどの優しい呼び名をつけられたこともあったが 最近は番号でよばれるようになった。しかし人間などに委細かまわず遠慮会釈もなく猛威をふるい 多かれ少なかれ 山や平地に崩壊や洪水の生々しいつめ跡を残して行く。

遠い昔にさかのぼって地球に地殻ができたころの天界の荒れ方は とうてい今日のような なまやさしいものではなかった。地殻自身も変動常なく 海と陸との争いは食うか食われるかの激しい争いであった。そして思いのほか早く勝負がついて海陸の分布がきまり わり合平穏な時代がきて植物や下等動物の発生をみるようになった。

そして地球自体のエネルギーよりも太陽エネルギーの影響のほうが相対的には大きく 地球上にいろいろな形となって現われ始めた。

地殻は雨水や日光によって物理・化学的に破壊され風化が進み 最初の高低の起伏に従って海へ向かって侵蝕の営力をおこし これをうけとめた海は 堆積層を陸地の縁辺に形づくり始めた。そしてこの作用は主として太陽エネルギーの消長に従って さま

ざまな特色を示し ときおり地球内部エネルギーの変動による地殻変動もこれに伴奏して ますます複雑性を加えている。

こうして始原代 — 古生代 — 中生代 — 第三紀 — 第四紀 — 現世と侵蝕と堆積のくりかえしが行われた。そしてその時々々の進化の形式をそなえた植物や動物の遺体が地層の中におりこまれて 私たちが現在研究している地質学という学問を創設させた端緒となった。

このように考えると 山が崩れ海が埋まるということは 地質学といふ学問の大きな前提であって この学問の究極の目的は その対象の時間的系列を正しくするということである。

私たちが これから問題にしようとする「堆砂」の問題も この大きな流れの中の最新世の様相を 明らかにしようとするものにほかならない。

山はどのようにして崩れてゆくか

地球の内部のエネルギー たとえば 火山爆発や地震等の力で崩れていくのも決して小さいとはいえない。

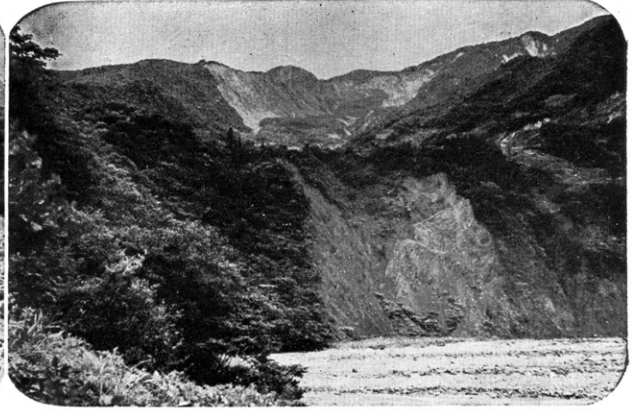
しかし 何といっても間断なく働きかけている風化作



崩れゆく山と石を運ぶ川

.....
→
姫川中流 稗田山の大崩壊の遠望

明治44年8月 突如大崩壊をおこして姫川をせきとめ 一大湖水をつくつたため いまの河床はむかしの河床から200mも高い



山壁から絶えず落下する礫は洪水の時一度に運ばれるこの付近の比流量は $1m^3/sec/100km^2$ であるが この崖の反対側に出る沢では $12m^3/sec/100km^2$ という高い値で非常に不均衡になっている

崩壊地の遠望（稗田山）

用詳しくいえば 岩石の節理や割れ目から入った水が凍結して割れ目をひろげたり 炭酸を含んだ水が奥深く侵入して いろいろな分解作用を行って岩体を次第に弱めていくといったことのほうがはるかに大きい。

風化の程度をうんぬんする場合 その岩石ができてからの時間という因子も考えねばならない。

弱められた岩体はバラバラになって 重力によって下へ下へとずり下がっていく。しかし 子細にみると岩石の種類と性質 またその受けた歪のあり方によって崩れ方も種々さまざまである。たとえば 機械的風化には割りに強いが 炭酸を含んだ水にはじきに溶ける石灰岩のような特殊なものもある。

さて 崩れおちた山の残骸は崖錐をつくるが 次にこれを運搬する河水の作用によって下流へ運び去られる。ことに洪水の際には一度に洗い去られることが多い。山はいつもこのような砂礫の生産と搬出をくりかへしてだんだんと高度が低められ 最後には準平原という平坦な地形を形成するに至るのである。しかしこのようにかく乱がなくことが運ぶのはむしろまれで たいいて途中で地盤の隆起などが起つて再び谷も深くなり 傾斜も急になることが多い。

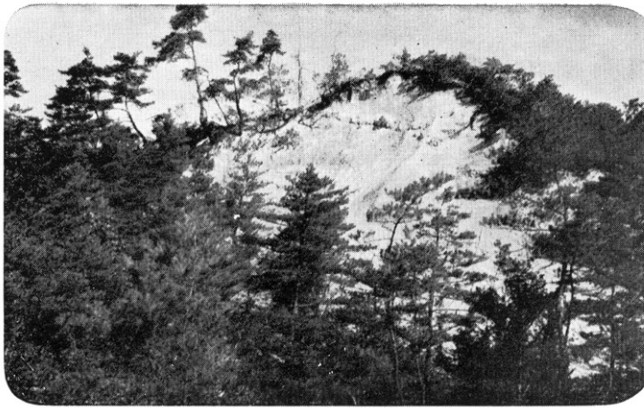
花崗岩を例にとれば これは深層まで風化し砂になつて崩れていく。いままでの経験では風化されやすいものとしてきたが 事実は必ずしもそうでなく 結晶度が高いだけに なかなかばらばらにならず いつまでもそのままの形で風化が進んでいるのがみられる。さらに

私たちは山体を構成する地質についての調査から始めて 地形や植物の生え具合などの調査におよび 次にこれに働きかける営力である気象や河川を研究して 山体崩壊の速度や特長を見出さうとしている。いわば一種



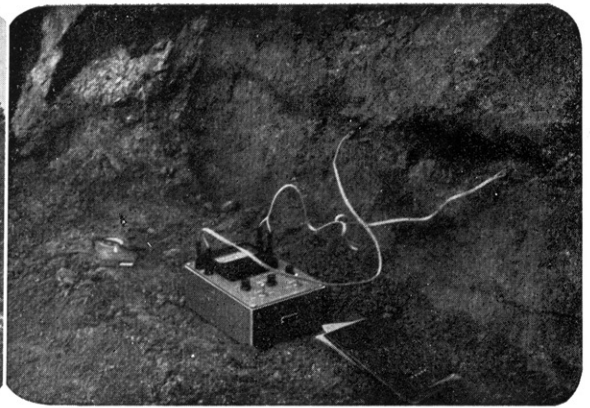
稗田山の石礫の生産地

安山岩の大礫がごろごろしている この付近の安山岩は割れ合いにガラス質でわれやすい この安山岩は その下に水をふくむと膨潤になつて流れ出すペントナイト質の凝灰角礫岩層があり これが早く侵蝕されて上の安山岩の部分が不安定になり これにひびができて崩落しやすくなる



花崗岩山地の崩壊

花崗岩のところは深層まで風化して 降る雨も地中深く吸収され 流れ出す水量も少ない 中生層の砂岩・頁岩層の山地は $5\sim 8\text{m}^3/\text{sec}/100\text{km}^2$ という割合に豊かな水の出方をするが 花崗岩の山地は $2\sim 3\text{m}^3/\text{sec}/100\text{km}^2$ という少ない水の出方である 少しの風が吹いてもバラバラと砂つぶがとぶ



花崗岩風化層の土壌水分測定(島津製 Moisture meter)

花崗岩の風化の程度をはかるには その水分をはかるのがよい

の総合科学であって 多くの科学者によって研究されているが なかなかその解答はむずかしい。

埋まりゆく貯水地

最近 農業や工業用水確保のためとか 発電用の水量確保のため その目的に応じたさまざまな形式の貯水池を築造することが多くなってきた。とくに電源用貯水池は池の容積も $3\text{億}\text{m}^3$ に達するものさえあり そのえん堤も 400億円 もの建設費を要するものがあり だんだんと巨額の経費を要するようになってきた。

ところがこの貯水池に対して 上流から運搬された砂礫や粘土がだんだんと堆積して 最後には全くの砂礫河原と化し その機能を果さなくなってしまうものが少なくない。これは建設に当って初めの計画に手ぬかりがあったので 上流部の侵蝕作用の強度とか ダムによる砂礫のたまり具合とかいったことに対する調査が軽視されていたためである。

貯水池の寿命はどうして決めるか

貯水池でも電源用のものは 大体50年が耐用年数として定められ これ以内に砂礫の堆積が利用水深をひどく低下させるようになると経済的に大損害となる。貯水池をつくった場合 これの自然の寿命がどのくらいであるかという見透しはぜひとも必要なことである。しかし その寿命を定める一般法則はまだ見出されていない。私たちはこれからこの難問題にとりくむのである。それには次のような問題の一つ一つ研究して解釈していく以外には方法があるまい。

岩石の種類によつて砂礫の

できかたがどんなに違うか

花崗岩は深層風化してだんだんと砂になっていくことが多い。日本の花崗岩は中生代のものが多く 長く風雨にさらされていることも 十分に考えに入れておかなければならない。新しく第三紀に貫入した花崗岩は

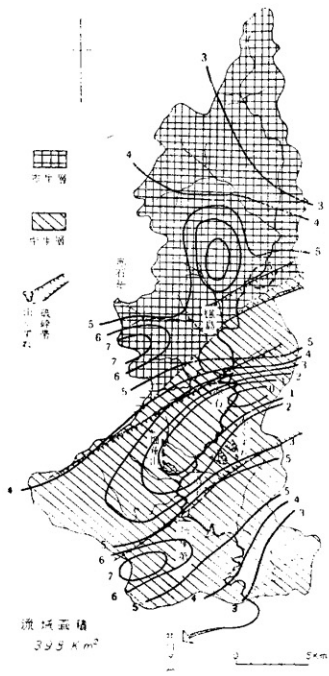


大井川上流沼平付近の畑薙山の崩壊地

←

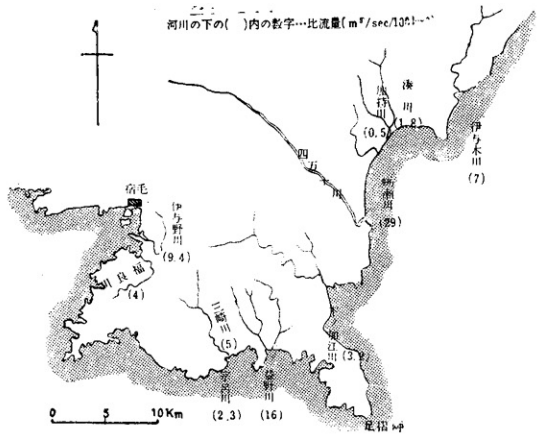
この山は粘板岩のほうが砂岩に比して多いので岩層も小さくなっている 対岸の茅崩れ沢とともにこの付近は破砕帯となっている こんな所では水の出方も少なく $1\sim 2\text{m}^3/\text{sec}/100\text{km}^2$ くらい小さい値であるが これは雨水が深く山の体内にしみこむからである これらの山から出る水は 化学成分が多く いろいろなものを溶かしているし 温泉作用も多少ある

水比抵抗は $8000\sim 9000\ \Omega\text{-cm}$



大井川上流の水の流れ方(比流量図)

比流量とは ある地域に流れこんだ水と流れだした水の差を その地域の面積でわったもので $m^3/sec/100km^2$ の値で示す
 3 ~ は $3 m^3/sec/100km^2$ の意
 この時期の平均比流量は $5 m^3/sec/100km^2$ であり、ちょうど低水量の時であった
 破碎帯の内と外とで水の流れ方がこんなにも違う



高知県果の災害河川の平水比流量

な点が少なくないからである。

貯水池を埋めていく砂礫について どんな岩石の所のものが多いかを調べてみると いままでの実例では時代未詳中生代の砂岩粘板岩互層の所が もっとも早く埋積しているようである。

これは この層が表日本の代表的の荒れ川のあるところにあたるということも併せて考えねばならないが 崩壊しやすく急勾配の河川に運ばれるという点が 何といってもその原因の第一であろう。

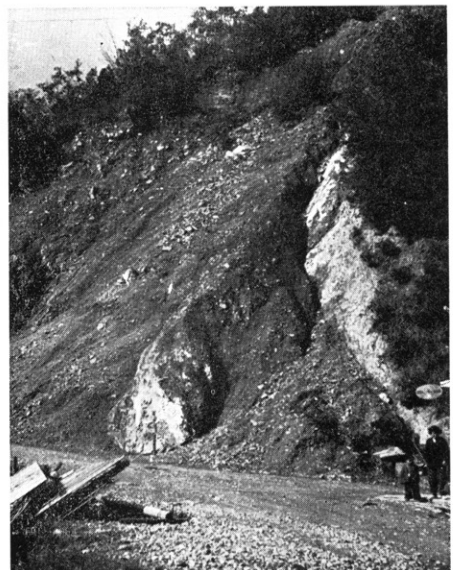
次に北上・阿武隈・中国などの花崗岩地域の準平原地域では 山地の傾斜がゆるやかで 貯水池の堆砂も少ない。ただ山陰と山陽・北陸と東山という風に比較すると 山陰の斐伊川のように年々莫大な砂を流すものがあり 北陸の神通川や常願寺川のような砂礫を多量に流す河川もある。

やはり堅く 新鮮なものが多い。

また 石英斑岩や玢岩などは案外堅く これは節理や割れ目の発達が良いので 小さな角礫となって崩壊していく。同じ砂岩頁岩の互層でも 古生層と中生層のものとで違うことは写真にも示してある通りである。

火山岩は一般に崩壊しやすいものが多く 稗田山の安山岩などは その一例である。

玄武岩も割れ目が多く よく水を含むので案外に風化しやすいものである。火山岩のところには高えん堤を構築する技術がまだ発達していないのも その強度に不安

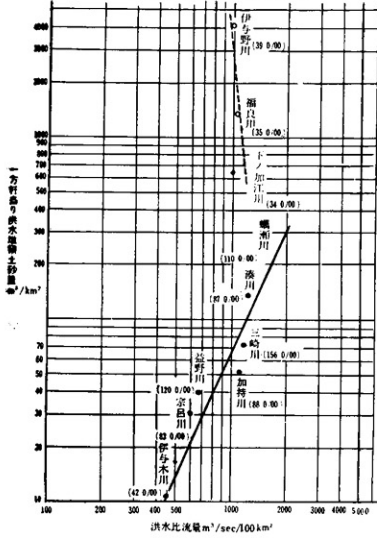


古生層・硬砂岩の崩壊
 中生層の崩壊と異って かなり大きな岩体のまますべり落ちている 細層化することが割合にすくない



古生層砂岩・粘板岩等の凍結や霜による風化・碎屑の状況(広島西城町奥地)
 中生層の粘板岩や砂岩よりはずっと堅く 大きく崩落している所が少ない
 比流量は $2m^3/sec/100km^2$

高知県の災害河川の洪水比流量と洪水堆砂量
(39 0/00)は河床勾配を示す)

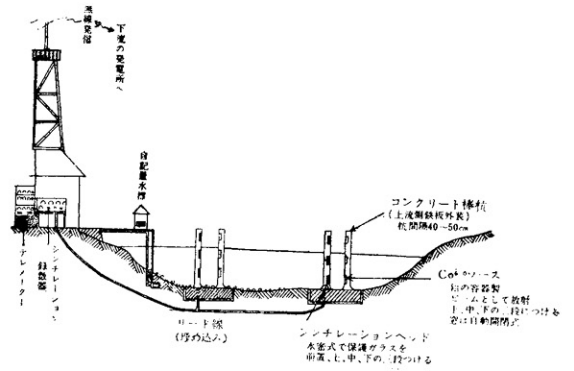


これは主として降雨・降雪の量の多いためである。
このほか 火山灰地（いわゆるシラス）や第三紀 第四紀層の軟質地層の所も堆砂量が多いものである。

電源用の貯水池は毎年貯水池の深浅測量が法令によって実施され 通産省の公益事業局に資料が集まってきているので その実態を明らかにすることは 割りに容易なわけである。

比流量(単位m³/sec/100km²)とは何を示すか

大井川の比流量図で示すように 渇水期か低水期に本流および支流の流量を実測して 100km² 当り毎秒何 m³ であるかという値を求める。これは破砕帯などがあると水が地中に侵入するから低い値を示すので すぐにその状態がわかる。そして集まった水は またどこからか出ていくので 近くに急に値の高い所が現われたりする。大井川の例のように古生層の地域はこの比流量が高く (7m³/sec/100km²) 中生層の所に入ると低くなっ



放射能利用の水中濁度(比重)遠隔測定(施設仮想図)

水深と吸収状態(水のみ)		砂礫の厚さと吸収状態	
水深	吸収状態(c.p.m.)	砂礫厚	砂礫絶対厚(c.p.m.)
0 cm	48,107	0 cm	49,100
20 cm	15,530	10 cm	6.6 cm 16,740
40 cm	4,840	20 cm	13.2 cm 6,505
60 cm	1,487	30 cm	19.8 cm 2,140
29 cm	513	40 cm	26.4 cm 720
160 cm	201	50 cm	33.0 cm 279

ている (4m³/sec/100km²) ので 巨視的に水と地質との関係をつかむことができる。

こうした調査と同時に地表の地質調査を行って 割れ目の状態や断層の所在位置を確かめ さらに植物の生え具合 風化の度合を観察する。そして比流量の示す内容を豊かにしなければならぬ。

要するに比流量というものを計測して一朝洪水でもあった場合 どんな所が一番崩壊し流し出されるかをあらかじめ知るわけである。

洪水の時どのぐらい

砂礫が流れるものか

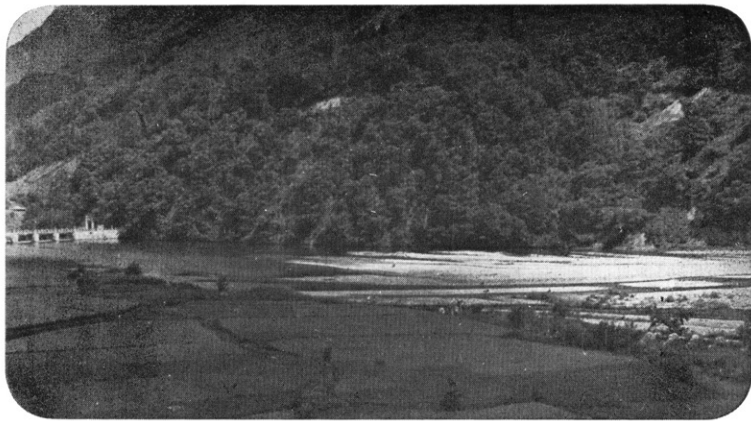
平常の状態の地質と水との関係がわかっても わが国のようなモンスーン地帯では 洪水というものを考えない



石を運ぶ川

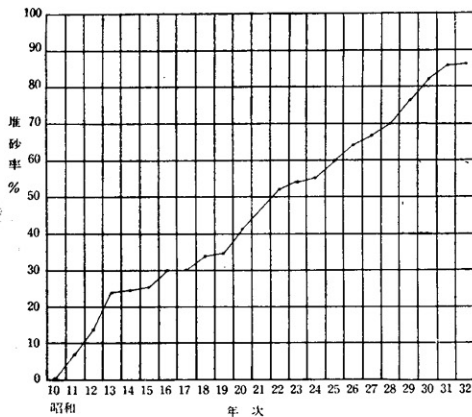


直径30 cmの礫が転動して進んでいる有様 ごとんごとんという響きをたて進む 小石がこれにあたって四方にとび散る 流速3m 河床勾配 1/50 河の中に足を入れると小石があたって痛いほどである 比流量は 3.6m³/sec/100 km² 程度 この河の上流の風吹嶽の峡谷では 2m³以上の岩塊が目にもとまらぬ早さで泥の中を滑走してくる 「風吹の鉄砲」といって住民に恐れられている



埋まりゆく貯水池

姫川第2発電所かようえん堤は堆砂率100%で、アルプスの水を流す松川によって運ばれる礫が舌状になってどんどんえん堤へ向かってのびている



大井川水系寸又川千頭貯水池堆砂状況 (総貯水量 495万m³)

と堆砂の現象を正しく理解することができない。

高知県西南部の小河川の平水比流量をみても平常の状況はわかるが、堆砂量とは直接むすびつかない。この場合洪水比流量を用いると、図に示すような直線関係を示す。この堆砂量は、洪水時の強い搬出力で本流河道まで運搬された土砂の量である。

実際にはこのほか海まで流し出された量もあるわけであるが、この量は各河川により著しい相違がないことがわかった。すなわち懸濁物の量の相違は主として流量によるが、濃度では3倍に達するような差はなかった。

しかしこれがいつも正しいとは限らないので、実際に流砂量を計測してみる必要がある。

河川の流砂量はどのように計測するか

河川の流砂量は、昔は牛乳ビンのようなものを河中に入れて採水し、土砂量を沈澱させて測定した。

現在では写真に示すような採泥器があり、外圧と内圧を等しくして採水するように工夫してある。ほかにもいろいろあるが一長一短でなかなか理想的なものがない。測定する場合、河川の断面の中の多くの部位の流砂量をとって正確を期する以外によい方法がなく、その上この器械では浮流するものしか計測できない。そこでこの欠点を補うために図のような放射能利用の濁度(比重)遠隔自記装置を考案し、近い将来実施の予定である。建設省ではすでに同様のものを試験中であり、昭和34年度から実施の段階に入ることになっているというのである。

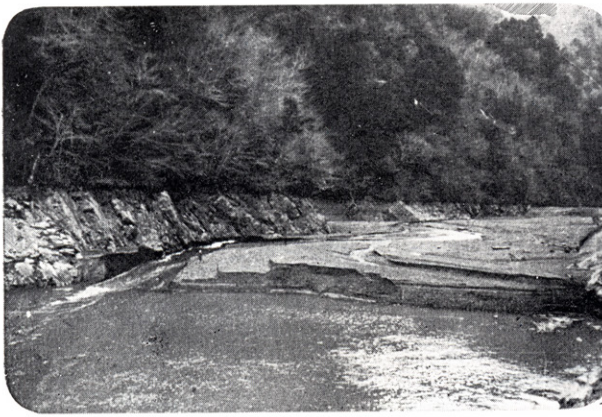
この器械によれば河底を転動するものも記録することができる。このほかに河底にゴム袋を敷きならべて上を通過する石礫の重さを圧力の変化によって読みとる工夫もあり、さらに非常に鋭敏な傾斜計によって土砂量通過の際の地盤の変動を記録させて、逆に土砂量を測定する試みもある。



土木研究所式B型流砂量測定装置

採水後つりあげて尾部のコックをあげ、内部の泥水をメスシリンダーに受ける。洪水の際は流されるので、この下に10kg~20kgのおもりをつけて水中に入れる。

採水した泥水については電気伝導度を測定し、上流部の岩石風化状態を検討する。



(えん堤上流 100m 31年11月)



大井川支流寸又川千頭貯水池の砂のたまりかた (えん堤上流150m 31年12月)
この貯水池のえん堤は高さ64m(重力式) 総貯水量 495m³ であつた (中部電力kk提供)

堆積した土砂の物語るもの

貯水池の水位が非常に下がった時などに貯水池内に入ると 土砂の堆積している様子がよくわかる。

私たちはそこへ篩を持ち込んで 現場で礫の粒度分析をやる。 背水の付近からえん堤に近づくにしたがって 粒度の組成が次第に変わっていくのが普通であるが 電源用貯水池は水の使用が激しいので水位は常ならず 相当かく乱されていると思われる。

しかし この調査で岩石の種類と粒度とに着眼すれば 岩片または岩体の抵抗度もある程度わかってくる。 これこそ地質やが得意とする堆積物の調査である。 このような若い堆積物よ 化石によってその堆積の序列をきめるわけにはいかない。 そこで放射能炭素(C¹⁴)による絶対年数測定法でも利用して計測するのがよいと思わ

れる。 しかし この方法も現在の精度では2,000年で10年以内の誤差程度の計測であるのが残念である。

千頭貯水池の堆砂の実際例

さきに示した大井川の図で畑薙山・赤崩れ等のある破砕帯をさらに西南へのぼしたところに大井川の支流の寸又川があり この千頭貯水池の付近も崖崩れそのほかのはなはだしい所である。 その上河道が峡谷をなして河床に砂礫を残置させる余裕がなく 洪水のたびごとに大量の土砂を貯水池内に運搬する。

それで貯水池完成後20年という短日月に はやくも86%といふ堆砂率を示すに至った。

(地質部 応用地質課)



河川表流量測定 10~20km²に1点の割りで測定して比流量図をつくる



貯水池に流れ込む河川の河床礫のふるい分けによる粒度分析 (耳川水系上椎架貯水池小崎地先)