

砂粒角稜度の表現法並に河砂の粒徑と角稜度との關係

理學博士 野 滿 隆 治
山 下 幸 三 郎

I. 緒 言

河川學上に残された興味ある問題の一つに砂泥の角稜度問題がある。河底の石礫岩塊は上流では著しく角張つて且つ大形のものも多いが、中流より下流に至るに従ひ次第に角が取れて丸みを帶び粒徑も小さくなることは周知の事實である。従つて一般の人は粒の小さいものほど滑かな眞丸い球狀に近づくものと考え勝ちであるが、實は仲々さうではなくて極めて微細な砂や沈泥を顯微鏡で見ると案外にも却つて丸みがなく角張つて居るのである。Nessig と Daubree⁽¹⁾ が初めて注意した所であつて、オーデル、ライン、ドナウ、ザール等の 1 mm 以下の川砂の中には非常に角張つた 0.1 mm 以下の粒子が多數に含まれて居ることを報告して居る。其の後速水頌一郎博士⁽²⁾も揚子江沈泥の顯微鏡寫眞をとつて角稜度の多いことを示し、又筆者の一人野滿⁽³⁾も黄河のシルトや阿蘇黒川の浮泥を調査して此の事實を確認した。之は果して如何なる原因によるであらうか。又粒徑の或一定限までは小粒ほど角が少く、其の定限以下になれば却つて角稜が多くなるものであらうか。

本報告の第一目的は其等の事情を明かにし其の理由を解説せんとするにある。問題自體が學者の興味を唆るばかりでなく、その性狀が明かになれば、後述する如く底質の調査から河の流速を判定し、或は沖積層の砂泥角稜度研究によつて堆積當時の往古河川流速を推定する等の一方便になるかも知れぬと思はれるからである。

然るに此の目的を達成するには、先づ以て角張つて居る程度即ち角稜度 (Angularity) を數量的に表現測定する方法を案出せねばならぬ。從來から角稜度なる言葉はありながら、

(1) Prinz: Hydrologie, 125 頁参照。

(2) 速水頌一郎: On the composition of the bed sediments in the lower Yantze River system. Jour. Shanghai Sci. Inst. New Ser. 1 (1941), 15.

(3) 野滿隆治: 河川學 (昭和18年), 217.

未だ之を定量的に表示する方途は立つて居ないで、單に肉眼や顯微鏡で見て角が多いとか少いとか言つて居るに過ぎない。それでは河の上流から下流へ如何なる様式に角稜度を減少するか、將又粒徑と角稜度の關係如何等を判然させることは到底出來ない。左様な根本性質が判らぬ限り、微細粒の泥砂が却つて角稜度の大きな原因を突き止めることも困難である。

翻つて地下水學⁽⁴⁾や土壤學⁽⁵⁾或は油田學⁽⁶⁾等に於ても、土砂の粒の形狀が粒徑と共に極めて重要視せられ、土壤の基礎的性狀例へば空隙率や透過係數 (Permeability) 等に至大の關係あることが知られて居る。夫れにも拘らず未だ粒の形狀を數量的に表現する方法は確立されて居ない。大抵は相も變らず單に顯微鏡で見たり寫眞にとつて觀者の主觀に訴へて居る有様である。

それで本報告のも一つの目的は此の粒形或は角稜度を定量的に表現し測定し得るものとする一試案を提出せんとするにある。粒形を量的に表示する方法の必要は勿論其の道の學者誰しもが痛感する處であるに相違なく、一二の試みが從來とても無いわけではない。ハーゼン⁽⁷⁾やケーラー⁽⁸⁾は河砂を檢鏡して粒の長徑中徑短徑の三つを測つて其の比を 1.38 : 1.05 : 0.69 或は 1 : 0.75 : 0.50 の様に出して見たことはあるが、斯様な比で各種多數の土砂の性狀を系統的に比較討究することは殆んど不可能である。従つて誰も之に倣ふものなく、氏自身も單に測つて見たといふだけで、別に系統的研究を進めては居ない。又或人は圓筒狀容器に土砂資料を填め水を含ませて、其の中央に挿入した電極から電流を流し、それに對する抵抗が顯微鏡下で見た角の多い砂と少い砂とで著しく違ふことを示し、之によつて角稜度を定義しようとして居る。然しそれは本末顛倒の措置であつて、電氣抵抗は飽くまでも抵抗であり角稜度ではない。空隙率や透過率なども角稜度に關係あることだけなら分つて居るから、其の様な筆法で行けば空隙率や透過率でも角稜度が定義されることになる。然し實際には直接に角稜度又は粒形を量的に表現する方法を案出して、それにより實測した角稜度と電氣抵抗なり空隙率或は透過率との關係を吟味し、其間に單一函數關係の成立すること

(4) 例へば Prinz: Hydrologie (1923).

(5) E. Blanck: Handbuch der Bodenlehre, IV (1930).

(6) L. C. Uren; Petroleum Production Engineering-Exploitation (1939).

(7) A. Hazen: The filtration of public water supplies. New York (1895).

(8) E. J. Koehler: Ueber einige physikalische Eigenschaften des Sandes. Nurnberg. (1906).

が判らなければ、角稜度の定義に利用することは間接的にも出来ない。即ち角稜度乃至粒形の直接表現法を案出することが先決問題なのである。沉んや電気抵抗なり空隙率や透通率は粒形のための函數ではなく、粒の大きさや填め方など種々の要素によつて變ることは確實である。到底角稜度の表示法として用ひられないことは殆んど言ふを俟たないのである。

II. 砂泥粒子角稜度の定量的表現法

筆者が砂泥の粒形乃至角稜の多少を定量的に表現する方法につき考案を廻らさうとするに當つて、先づ思ひ當つたのは海洋學や湖沼學に用ひられる湖海の延長度 (Streckung) であり肢脚率 (Gliederung) であつた。又河川學上に行はれる流域の密集度 (Compactness) であつた。W. Precht⁽⁹⁾ は湖海の周圍を同面積の圓の周圍で割つた比を其の湖海の延長率として居る。又兩周圍の差と實際の周圍との比は肢脚率と呼ばれ、百分率で表はすことにしてある。グラヴェリウス⁽¹⁰⁾ も亦河川の流域に就いて其の周圍を同面積の圓の周圍で割つた商を密集度と稱して居る。是等に準じて、著者は砂泥粒子の形狀及び角張りの度合を表はす量として、次の様な定義をしたい。

粒子の表面積が S で體積が V になるとき、之と同體積の球の表面積 S_0 を以て S を割つた商を形狀係數 (Form factor) とする。即ち

$$\text{形狀係數 } F = \frac{S}{S_0} = \frac{S}{\sqrt[3]{36\pi V^2}} \quad (1)$$

之は常に 1 より大きい數であつて、1 に近いほど球狀の丸い滑かな粒形になり、1 より大なるほど凹凸角稜の多い不規則形狀になるわけである。

更に角稜度 (Angularity) としては

$$\text{角稜度 } A = \frac{S - S_0}{S_0} = F - 1 \quad (2)$$

を以て之を表はし、百分率で示すことにする。

以上が粒子の形狀或は角稜の量的表現に對する著者の根本觀念であるが、さて之を實測に移す段になると仲々容易でない。粒子の體積は之を測ることも簡單であるけれども、微細なる粒子の表面積を測定することが極めて困難で殆んど不可能に近い。それで止むを得

(9) Krummel: Ozeanographie, I (1907), 81. 參照

(10) Gravelius: Flusskunde (1914).

ず多少不満足ながら便宜の爲めに、次の様な實用的形狀係數及び角稜度を採用する。

即ち與へられたる土砂粒子を或平面に投影して、其の平面圖上の周圍を s 、面積を a 、又 a と同面積なる圓の周圍を s_0 とすれば

$$\text{實用形狀係數 } F = \frac{s}{s_0} = \frac{s}{\sqrt{4\pi a}} \quad (3)$$

$$\text{實用角稜度 } A = \frac{s-s_0}{s_0} = \frac{s}{s_0} - 1 \quad (4)$$

と定義する。勿論一個の粒子では投影の方向によつて一々異なる値になることは明かであるから、多數の方向より見た値を取つて平均せねばならぬ。其の精神を簡便に實際化し且つ多くの粒子に就きての平均値を一舉に定むるには次の様にすればよい。土砂の試料若干をデッキグラスに撒布し顯微鏡で擴大撮影するなり或はアッベ描畫装置を用ひて紙上に擴大筆寫する。この平面圖に於て、各粒子の面積をプランメーターで測り、周圍をカービメーターで測る。かくして少くとも 100~200 粒子に就き (3)、(4) 式の示す形狀係數及び角稜度を計算し、其の平均を取るのである。非常に大形の石礫は無論直接に普通の寫眞にとつて處理する。

斯様にして定めた (3)、(4) 式による平面的の形狀係數並びに角稜度は、素より立體的な理論値 (1)、(2) 式よりも幾分過小なるは疑ひを入れないが、然し相對的大小の順序には間違ひなきことも明かである。従つて充分實用的價值は保有し得るものと確信する。

III. 河川砂泥の角稜度と粒徑との關係

1. 黃河の砂泥：——著者が此の研究に着手した動機は、學術振興會第21小委員會の委員として支那の陸水研究を擔當し、其の一部として支那諸川の濁りの問題を取上げたのに始まる。昭和15年と17年に渡支して諸種の調査を行つた序に、開封・蘭封・濟南附近の黃河底質並びに沿岸の氾濫堆積物を採取し來つて、是等の微細粒が矢張り角張つて居るかどうかを知り度かつたのである。

顯微鏡で黃河砂泥を見ると豫期の通り隨分角稜が多い。即ち茲にも河川の微細砂泥は角張つて居るといふ實例を提供するのである。然らば其の角稜度は粒徑と如何なる量的關係にあるか、之を明かにせんがため前節に述べた様な角稜度の表現測定法を考案したのであつた。

砂粒角稜度の表現法並に河砂の粒徑と角稜度との關係

採取した黃河土砂は全部
2 mm 以下の細粒であるが、
之を篩分け

2.0~1.0mm, 1.0~0.6mm,

0.6~0.5mm, 0.5~0.3mm,

0.3~0.25mm, 0.25~0.15mm,

0.15~0.04mm, 0.04mm 以下

の8種に分別した。さうし

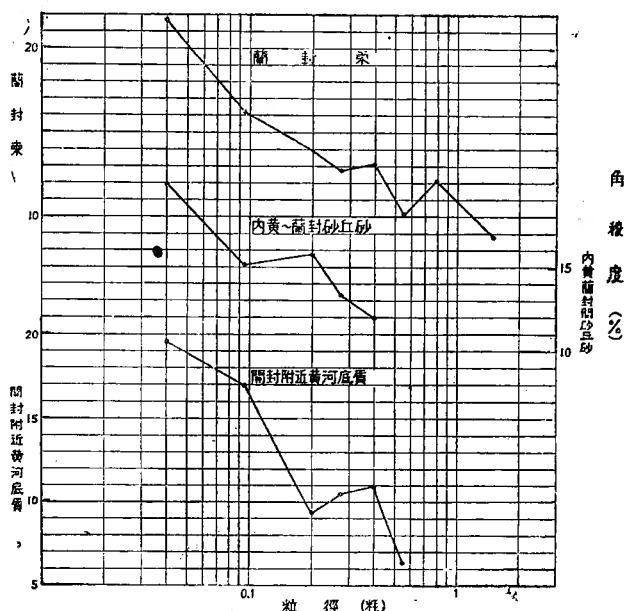
て各種別毎にアツペ描畫装

置により紙上に100~200個

の粒子を書き寫し, (3), (4)

式による形狀係數並びに角

稜度を測定した。其の結果



第1圖 黃河砂泥の粒徑と角稜度との關係

第1表 黃河砂泥の粒徑 (mm) と粒形係數 F 及び角稜度 A (%)

粒 徑	2.0~1.0 1.0~0.6 0.6~0.5 0.5~0.3 0.3~0.25 0.25~0.15 0.15~0.04 0.04以下								
地 名									
開封附近河底	<i>F</i>	—	—	1.064	1.110	1.105	1.094	1.170	1.196
	<i>A</i>	—	—	6.4	11.0	10.5	9.4	17.0	19.6
內黃—蘭封間 砂丘	<i>F</i>	—	—	—	1.120	1.134	1.158	1.151	1.199
	<i>A</i>	—	—	—	12.0	13.4	15.8	15.1	19.9
蘭封東砂丘	<i>F</i>	1.088	1.122	1.102	1.132	1.128	1.140	1.162	1.218
	<i>A</i>	8.8	12.2	10.2	13.2	12.8	14.0	16.2	21.8

は半對數方眼紙上で第1圖の如くになつた。第1表は其の數値である。

此の測定の目的は先づ以て吾々の考案した粒形乃至角稜度の表現法が果して妥當であるか實用になるかどうかを知ること、次に實際上妥當なものであるならば、其れによつて河砂の細粒が粒徑の小なるに従ひ角稜度が如何に變化するかを闡明するにあつた。若し吾々の表現法が不適當ならば此の様な測定を行つても粒徑と角稜度との關係曲線は亂雜不規則になつて仕舞ふであらうと思はれるのに、實測の結果は圖の様に割合滑かな統一ある曲線を得た。描寫粒形圖を目で見ただけではどの粒徑の角稜度が大きいとか小さいか到底識別出来ないのに、測つて見れば此の通りである。之によつて吾々の表現法が適切可良なること

の自信を得た次第である。多少の凹凸はあるが、それは實在するものであらう。

さて角稜度の表現法がこれでよいとすると、第1圖は如何なる事實を示すことになるか。觀者の注意を惹く點が少くとも三つはある。

第一は、黃河砂泥は河底のものも沿岸のものも共に粒徑が小さくなるに従つて角稜度が増大する一方であること、

第二に、其の角稜度増大が粒徑の或一定限以下に於て俄に急激となることである。其粒徑限度は大體 $0.25 \sim 0.15$ mm の處にある。

第三には、沿岸の氾濫堆積物は數十軒を離れた地點でも大體に於て同程度の角稜度を有するに拘らず、河底のものはそれよりは明かに角稜度が少く餘計に磨耗して居ることである。

著者當初の考へでは、或粒徑の處に角稜度の極小値があつて其より粒が大きくても小さくても角稜度の増大を見るであらうと豫期して居た。といふのは、河川學上には石礫土砂が上流より下流に至るに従ひ小さくなると共に丸みを帯びると説かれて居るのに、他方極めて微細粒を見ると却つて著しく角張つて居ることが知れて居るからであつた。さうして若しも豫期の如く角稜度に極小値があるならば、その粒徑が其の川の掃流（或は轉流）運搬と浮流運搬との界を示し、従つて其の臨界粒徑は河川毎に其の流速によつて異なる特性を示すであらうと期待して實測を始めたのであつた。然るに黃河砂泥の實驗結果は上記の如く吾々の豫想を裏切つて、粒徑の小なるほど角稜度は大きくなる一方である。其の代りに或粒徑附近で角稜度の急變點があるらしいといふことが判つた。

此の二事實は果して河川一般の通則であるか、只一川の實驗例では斷言出来ない。黃河の砂泥は所謂黃土であつて粒徑が一體に初めから細微なものばかりであるから、角稜度に極小値を示さないのかも知れないのである。それで此の點は更に多數の別な川につき調査して見る必要がある。其の上で再検討を試み解説を加ふることとし、是以上の論究は後節まで保留する。

たゞ前記第三の河底物質が沿岸の氾濫物質よりも角稜度小なりといふ事實は、當然のこととして今直ちに其のまゝ受入れてよいと思ふ。蓋し、沿岸の氾濫泥砂は洪水時の大々の流速によつて上流より一舉に運搬され來つたものが多いから、磨耗を受くる時間が極めて短かつたのみならず、平時では轉流すべき粗粒のものでも洪水時には多くは浮流となり粒

子間の衝突や摩擦を輕減される。之に反して河底表層より採取した砂泥は平時比較的緩流によつて運搬されたものが多く、同じ距離を流れ下るにも磨耗の機會多く角稜度の小なるは至當ではあるまいか。

2. 内地諸川の砂泥：——黄河砂泥の角稜度と粒徑との關係が吾々の考想によつて豫期した所とは違ふので、其の本質を一層明瞭にし理由を解釋するには、更に多くの川で而も上中下流各部分の砂泥を調査する必要に迫られた。然し試料採取の便宜上、同一川の上中下流より採取する代りに京都に近い川で次の諸點から採土した。

- i) 分水嶺上……神戸六甲山頂の花崗岩風化物
- ii) 分水嶺極近地……濱甲子園海岸砂泥
- iii) 上流河川……(イ) 清瀧川清瀧地先
(ロ) 保津川嵐山地先
- iv) 中流河川……(イ) 淀川石清水八幡前木津川合流點
(ロ) 淀川香里園前渡船場右岸底
- v) 下流河川……淀川長柄橋上手 300 m 右岸底

此の内、六甲山頂の土砂は、分水嶺上にあつて風化したまゝの未だ河川の影響を受けないものが如何なる角稜度を示すかを見るため、恐らくは一體に角稜度が大きく且つ粒徑との關係は殆んどなく全く不規則になつて平均的には各粒徑を通じ同一になるだらうとの豫想の下に採取した。濱甲子園海岸砂は數斗乃至十數斗の六甲山脈から小河流によつて運び込まれた沙泥であるから、分水嶺より極近距離に於ける影響と併せて海波の作用が幾分でも見られるかとの希望の下に、又男山八幡前の淀川木津川合流點のものは支流の影響如何をも觀察する目的を以て選擇した。

是等の試料は先づ篩別け其の他により次の九種に粒徑を分類した。

20~10 mm, 10~5 mm, 5~3 mm, 3~1 mm, 1~0.5 mm, 0.5~0.3 mm, 0.3~0.15 mm, 0.15~0.05 mm, 0.05 mm 以下

大形の礫 20~3 mm までの三種は直接測微計を以て各粒子を測り、微細粒 0.05 mm 以下は顯微鏡の倍率と測微尺に比較して定めた。其の他は全部篩別分析である。次に各粒徑毎の角稜度を前記の方法によつて測定し、第 2—3 表を得た。それを圖示すれば第 2, 3 圖の様になる。横軸には粒徑の對數をとつた。篩目間隔は略ぼ等比級數にしてあるから、其の

砂粒角稜度の表現法並に河砂の粒徑と角稜度との關係

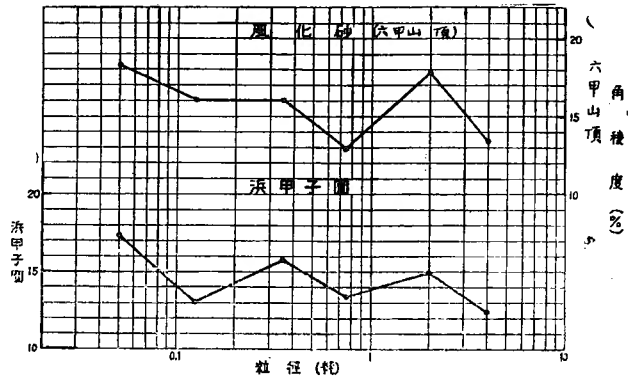
對數は等間隔に近くなつて見易いからである。

以下この結果に就き検討を加へて見る。

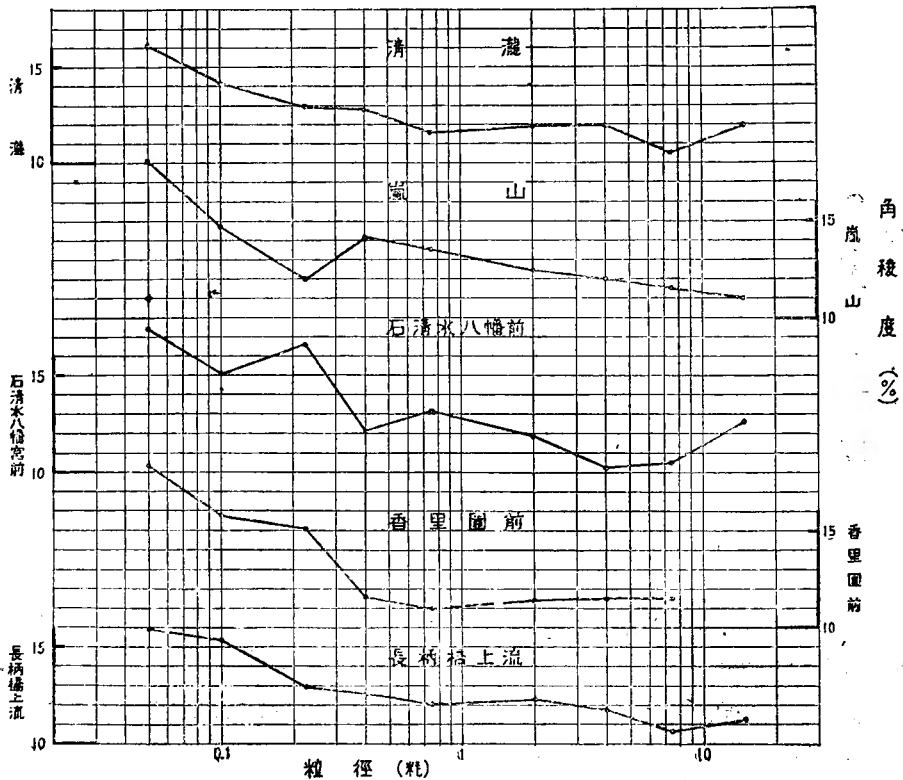
山頂の風化砂泥：——六甲山頂の試料調査は全く測定前から豫想した通りになつて、次

第2表 山頂及極近地砂泥
の粒形係數 F 及び角稜度 A

採取地 粒徑	六甲山頂		濱甲子園	
	F	A	F	A
>3 mm	1.184	13.4	1.124	12.4
3~1	1.178	17.8	1.150	15.0
1~0.5	1.129	12.9	1.134	13.4
0.5~0.2	1.161	16.1	1.158	15.8
0.2~0.05	1.161	16.1	1.131	13.1
<0.05	1.183	18.3	1.174	17.4
平均	1.158	15.8	1.145	14.5



第2圖 山頂及び極近地の砂泥角稜度



第3圖 京阪附近諸川の砂泥角稜度

砂粒角稜度の表現法並に河砂の粒徑と角稜度との關係

第 3 表 河川砂泥の粒形係數（角稜度はそれより 1 を引けばよいから、併記を略する）

採集地 粒徑	清 瀧 川 (清 瀧)	保 津 川 (嵐 山)	淀 川		
			男山八幡前	香里園前	長柄橋上手
$\frac{\text{mm}}{\text{mm}}$ 20~10	1.119	1.110	1.126	—	1.112
10~5	1.105	1.115	1.105	1.115	1.106
5~3	1.119	1.120	1.102	1.115	1.117
3~1	1.119	1.124	1.118	1.114	1.123
1~0.5	1.116	1.135	1.132	1.110	1.120
0.5~0.3	1.128	1.141	1.121	1.116	1.126
0.3~0.15	1.129	1.120	1.166	1.151	1.129
0.15~0.05	1.142	1.147	1.151	1.157	1.153
<0.05	1.161	1.181	1.174	1.183	1.159
平 均	1.126	1.131	1.1329	1.1326	1.127

の如くに言へる。

河川の磨耗作用を受けない風化したまゝの土砂は其の角稜度が他の何れよりも斷然大きい。而して粒徑との關係は殆んど認められず全く不統一で、寧ろ平均的には粒徑の如何に關せず様の角稜度をもつ傾向にある。

此のことは岩石の破壊が大小に拘らず相似形に行はれ易いことを意味し、割目の發生が岩種によつて夫れ々々特有の型式をもつ節理に沿うて進行し勝なる事實に照應する。而して角稜度の粒徑による多少の不規則は岩種の相違や組成結晶粒の種類と大小の差によるのではあるまいか。

次に山頂より數軒にすぎない濱甲子園の海岸砂泥も、海に入るまでの流水運搬作用を受けた距離が餘りに短距離な爲め、角稜度對粒徑圖は殆んど六甲山頂の原狀に近い。それでも全體的に角稜度が僅少ながら減少し（1.3%ほど）、且つ粒徑の小なるほど角稜度の大きい傾向が見え始めて居る。尙ほ其の程度が次の河川砂泥に比し著しく微弱なることよりして、海波の磨耗作用は河川のそれに比し弱勢なることを察知し得ると思ふ。

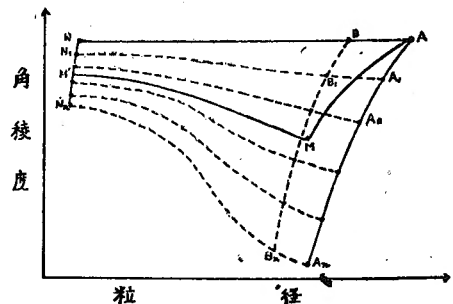
諸河川の砂泥：——上流河川たる清瀧川や保津川砂泥の角稜度分布にも未だ相當の不規則凹凸は残つて居るが、それでも大勢に於ては中下流河川たる淀川をも含め黄河砂泥のそれと變らぬ角稜度對粒徑關係を示す。只淀川の男山八幡前木津川合流點の分に多少の異例を見るだけで、他は總て黄河砂泥の條下に述べた注目事項第一第二を示現し、河の大小、上中下流を問はない。即ち

(第一) 同一地點に於ける河川砂泥の角稜度は、上中下流ともに何れも、粒徑の小なるほど大きい一方である。中間に極小角稜度は現はれない。而も之は粒徑 20mm にも及ぶ大形の石礫まで含めて然りであるから、最早や疑ひの餘地なく河川砂泥の一般法則と見て差支ない。

果して然らば吾々の最初の豫想は裏切られた形である。然し事實が斯く確定した上で考へ直して見れば、吾々の初めの考察には少し不備の所があつて、すぐ後に述べる如く言ひ廻はし方を變へねばならない。本實驗の様な同一地點で採取した砂泥だけの角稜度ならば寧ろ此のようになるのが當然なのであつた。それで黄河砂泥の注目事項第一中には斷はらなかつた註語「同一地點に於ける」河川砂泥といふ一句を此の度は附け加へた次第である。次に其の理由を説明する。

普通河川學で教ふる所の「上流石礫は大形で角多く中下流に至れば小形で丸味を帯びる」といふことから實は、同一の石礫を追及比較すれば大形の間は角が多く小形に磨り耗られるにつれて角が取れるといふことに過ぎない。同一地點にある大形の石礫が小形の砂泥よりも角稜度が大きいといふ結論は出て來ない。抑も河の同一地點に在る砂礫岩塊である以上、大小ともに上流から同一距離を流下し來つたものであるから、其の間に受けた磨耗の歩合は Sternberg 法則⁽¹¹⁾が示す通り轉流粒子の大小に拘らず同一であるか、或は寧ろ大形で重いものが角稜の崩れた割合だけなら却つて幾分著しい筈である。又初めから浮流性の微粒は當然磨耗率が甚だ少く角稜度の減退は特に僅微である。従つて同一地點から採取した石礫砂泥の角稜度は實測の示す通り、大形のものに小さく小粒になるほど大きく、中間に極小角稜度が現はれぬのは當然の理であつた。

然し同一地點の砂泥のみでなく或川の上流から下流まで全長に亙る石礫砂泥を集めて粒徑と角稜度とを比較するならば、吾々の當初の豫想が的中するであらう。何故ならば、水源山嶺の風化物は前述の如く大小粒とも殆んど同程度の著しい角稜度を有する。第 4 圖の水平直線 AN がそれを表はすとする（不規則凹凸は取去る）。其等が水源地より距離 v_1 、



第 4 圖 河川全長に亙る底質の角稜度想定

(11) 野滿河川學 216 頁參照。

砂粒角稜度の表現法並に河砂の粒徑と角稜度との關係

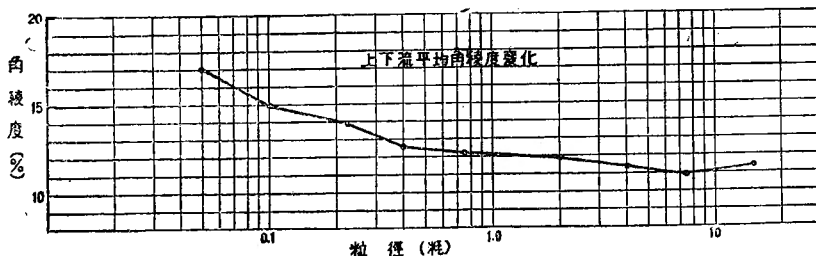
$x_2, \dots, x_n$ に流下すれば、元の最大粒 A は粒徑及び角稜度を順次減少して $A_1, A_2, \dots, A_n$ となり、 B 粒は $B_1, B_2, \dots, B_n$ に減退し、最小粒 N は $N_1, N_2, \dots, N_n$ に減少する。かくして各距離に於ける角稜度對粒徑關係は夫れぞれ曲線 1, 2, $\dots, n$ の様に小粒ほど角稜度の大きい形勢を示すであらう。それで是等全部を採取し其の綜合曲線を作るならば、各粒徑毎に其等曲線の平均値を結ぶ太線 AMM' を得る筈である。即ち非常に大きな岩塊石礫は最上流部のみにあつて中下流にはないから平均角稜度は最も大きく、浮流性の最小粒は角稜の磨耗が割合少いから矢張り極めて大なる角稜度を維持し、中間粒に於ては角稜度が比較的小さく或粒徑の處で極小値を取ることになる。而して其の最小角稜度になる粒徑は、轉流性と浮流性との界ではなくて、最下流點に於ける最大粒徑附近なるべきことが第 4 圖より推定される。

尙ほ此の性質は、試料採取が河の全長に亘らなくとも、相當間隔を距つる數點の試料を混合した場合にも、或程度には現はれるであらう。而して其の際の最小角稜度となる粒徑は、試料を採取した最下流地點に於ける最大粒徑に相當する筈である。

試みに、同一河川ではないが清瀧川保津川淀川三川の採取試料を第 3 表によつて平均綜合して見ると、第 4 表及び第 6 圖の様な角稜度分布になる。

第 4 表 京阪諸川の綜合平均角稜度

粒徑 (mm)	20~10	10~5	5~3	3~1	1~0.5	0.5~0.3	0.3~0.15	0.15~0.05	0.05以下
角稜度 (%)	11.4	10.9	11.4	11.9	12.2	12.6	13.9	15.0	17.1



第 5 圖 京阪諸川平均の綜合角稜度分布

随分滑かな曲線で、其の間粒徑 10~5 mm の處に最小角稜度が見え、上記の見解を肯定する。

又、數川が合流する處や支流の流入點に於ては自然的に前記同様の流送物混合が行はれ

るから、角稜度分布に上記類似の性質が現はれて然るべきである。淀川の男山八幡前木津川合流點の砂泥は正に其の實例を示すといへよう。第3圖を見ると、最小角稜度が粒徑 5~3 mm にあつて此附近の淀川砂最大粒徑に近い。序ながら合流點附近の角稜度分布曲線は比較的凹凸不規則が多くなる傾向が見える。之は僅か二三系の砂泥が混合するからであつて、一川に一つ宛の不規則があつても二川合流すれば二つの不規則、三川合流すれば三つの不規則が生じてよいわけである。但し多數河川の砂泥を混合し或は河川全長に亙る無數地點の砂泥を綜合すれば、互に不規則を消殺して滑かになるべきは言ふまでもない。第5圖は其の實證である。

以上の検討結果によつて吾々は、當初の豫想も次の様に言ひ廻はし方を變へれば成立することを知つた。

(第二) 河の全長に亙る底質の総合的な粒徑別角稜度は最大徑のものに最も大きく、粒の小なるに従つて漸減し終に最小角稜度となり、それより小粒のものは再び角稜度を増大し、微細粒に於ては随分甚だしい角稜度を有する。而して其の最小角稜度となる粒徑は最下流地點の最大粒徑附近である。

(第三) 數川の會合點又は支流の流入點では、別系砂泥の混合によつて一般に角稜度對粒徑曲線に不規則を増す傾向はあるが、然し上記第二項の性質も充分に現はれる。

第3圖を見て注意すべきことが今一つある。それは黄河砂泥の場合にも述べた角稜度急増點の存在である。即ち

(第四) 角稜度が粒徑の小なるにつれて大きくなつて居る程度は或粒徑の處で特に急激である。上中下流ともに然りであるが、上流のは稍々不鮮明である。而して此の急増點が浮流運搬の粒徑限度を示すものである。

例へば第3表を見ると淀川では男山八幡前も香里園前も粒徑 0.3~0.15 mm で角稜度は急増し、長柄橋附近では 0.15~0.05 mm で急増して居る。前掲の黄河砂泥でも急増點が粒徑 0.25~0.15 mm 或は 0.15~0.04 mm の處にある。清瀧川や保津川でも多少鮮明を缺ぐとは云へ 0.15~0.05 mm 邊を急増點と見て差支ない。

かく川により又上中下流により急増點は多少異なるが、何れも粒徑が水中沈降速度のストークス法則に従ふ上限 (0.15 mm) 附近に相當することは注目に値する。又野滿・輕部・⁽¹²⁾川口共同の阿蘇黒川の浮流質調査では、其の粒徑は82%まで 0.22~0.08 mm のもので平

均 0.168 mm であるし、P. Frosini⁽¹³⁾によればテヴェレ河のローマ附近に於ける浮流質は水量の多い日に 0.3 mm 以下、水量の少い日には 0.12 mm 以下のものになつて居る。

さて此の様な角稜度の急増は轉流と浮流との差を考へぬことには了解出来ない。一體浮流性の細微粒子は上流より其のまゝ浮流し來るものもあるが、又途中で大形の石礫が互に磨り合ひ角が取れて磨耗した磨り粉もある。その何れにせよ角稜度は轉流粒子よりも格段に大きい理由がある。先づ浮流は水といふ緩衝體によつて強い衝突や磨り合ひの機會を少からしめ、延いては角稜度の減退が最小限となる。又石礫岩塊の磨り合ひによつて生ずる磨り粉の粒子が極めて角張つたものであることは、既に著者が⁽¹⁴⁾砥石や結晶岩を磨つて其の研ぎ汁を檢鏡し證明した處である。而も其の磨粉は當然微細粒で浮流しか出来ない程度のものであるから、爾後の角稜度減退も極めて僅少である。

斯くの如く考へると、純粹の浮流性微粒子は轉流性石礫よりも格段に大きな角稜度をもつて然るべきである。即ち浮流性程度の粒徑に於て角稜度の急増點が現はれるのであつて、急増點粒徑の實測値がストークスの沈降速度法則上限附近であることも亦之が常に浮流するか否かの界を示すものと云へる。

又轉流浮流の中間粒子、即ち流れの速い時と處では浮流し緩流の時と處では轉流する様な粒徑のものは、角稜度も中間値を取り兩者の轉移部を形成すること等を俟たぬ。角稜度の急増點が上流（清瀧川保津川の如く）で稍々不鮮明になるのは、大小粒とも全體として未だ著しい磨耗を受けず原狀に近いことも一つの理由であるが、も一つには上流の河狀が急湍あり淀みありで流勢變轉複雑なる爲に浮流轉流の中間帶が廣くなるのも有力なる理由であらう。

IV. 結 論

以上所論の要點は次の通りである。

1) 河川學，地下水學，土壤學，油田學等に重要視せられながら未だ其の定量的表示法

(12) 野滿・輕部・川口：河川の横斷面に於ける鹽分並に浮游砂泥の分布と横流（阿蘇黒川の研究，第1報）。地球物理第6卷（昭和17年），59頁。

(13) P. Frosini: Allo Studio del trasporto solido nei corsi d'acqua. Asso. Intern. d'Hydrol. Sci. Bull. 21. (1934), 59.

(14) 野滿：河川學 217 頁。

がなかつた砂泥粒子の形狀或は角稜度を量的に表現測定する方法を考案提唱した。

2) 其の方法を河川砂泥の角稜度と粒徑との關係研究に利用するため、黃河・淀川・保津川・清瀧川等の上流中流下流型式を具ふる地點より試料を採取調査した。尙ほ分水嶺上の風化物及びそれに極めて近い點の砂泥性質をも調査する目的にて六甲山頂と其の山麓海岸濱甲子園からも試料を採り角稜度を實測した。

3) 分水嶺上の風化土砂其のものの角稜度は河川砂泥に比して斷然大きい。而して粒徑との關係は認められず全く不統一で、寧ろ平均的には粒の大小に拘らず同一角稜度をもつ傾向にある。

それより極めて近距離（數籽乃至十數籽）では角稜度分布が風化物の場合の不規則原形を維持するが、それでも全體的に角稜度が僅かながら減少し、且つ粒徑の小なるほど角稜度大なる傾向も見え始める。

4) 河川砂泥の角稜度は同一地點では、上中下流とも何れも粒徑の小なるほど大きい一方である。

5) 然し河の全長に互る底質の綜合的角稜度は、最大形のものと最小徑のものにと著しく大で、中間に極小角稜度となる粒徑がある。其の極小角稜度の粒徑は最下流地點の最大粒徑に相當する。

6) 數川の合流點又は支流の流入點附近砂泥にも前項の性質が現はれ、中間粒徑に極小角稜度が認められる。

7) 粒徑對角稜度圖に於ては、川の大小や上中下流を問はず、或粒徑以下で角稜度が急増する。この急變點の粒徑は浮流と轉流の界を示すものであつて、 $0.3 \sim 0.15$ mm 或は $0.15 \sim 0.05$ mm 附近にありストークスの水中沈降速度法則上限に近い。又阿蘇黑川及び伊太利テヴェレ河の浮流質實測値とも一致する。

8) 浮流性微粒子は上流より直接浮流し來るものもあるが、途中で轉流石礫の磨り合による磨り粉からも補給される。磨り粉も極めて角稜度大なることは、人工的に石に水をつけて磨り合はせ、生ずる濁りを顯微鏡で見て確認出来る。

9) 吾々の角稜度表現測定法は以上の如く實行の結果、種々の現象に秩序ある妥當の數値を與へるから、適切可良なるものと信ずる。かくて粒形又は角稜度の定量的表現測定法が出来あがつた以上、從來單に定性的に述べられて居る砂泥の形狀と空隙率や透過率乃至

砂粒角稜度の表現法並に河砂の粒徑と角稜度との關係

は電氣抵抗其の他種々の要素との關係も量的に検討し得ることとなり、茲に多數の問題が展開し得られるわけである。然し其等是他日の研究報告に譲る。

終りに本研究は黃河砂泥調査に端を發したもので、其の費用は學術振興會第21小委員會の援助及び文部省科學研究費による。深謝の意を表して擱筆する。