

褐色にまでなつて居る。揚子江は稍よ之に劣るも尙ほ黄濁して居る。昔から黄河には「水一石に泥八斗」などと言つて居るが、近時の精密な測定によつても洪水時には實に驚くべき浮泥量で、民國18年(1929)の大洪水では河水11中50gにも達した。然し平時に在つては勿論それほど大量ではなく、著者が昭和五年四月採水して測つて見ると、水11中に

黄河………2.69g      揚子江………2.05g

の泥量であつた。之でも随分多量の泥砂である。例へば世界中の濁りの強い川に就いてバップ(G. BABB)氏が掲げた例をとると、水11中の泥量が1年平均で次表の通りであつて、黄河、揚子江の濁り方が想像される。

第64表 歐米諸川の濁度

川名	リオ・グランド	ボ -	ミシシッピ	ローヌ	ナイル	ダニユーブ	ドナウ
浮泥量 水1立中瓦數	3.44	1.11	0.667	0.564	0.499	0.347	0.330

又、水源に就いても湖水から出る川例へばセントローレンス河や宇治川、セネバ湖から出たてのローヌ河などは濁りが甚だ少い。之に反して氷河から出る川は大抵常に濁流である。これ氷河が山間を降る間にとり込んだ多量の土砂石礫を融解と共に放出するからである。

尙ほ泥量は同じ川では水量、従つて季節によつて違ふ。下にベンク氏の擧げた例を抜萃して置く。但し黄河の分は華北水利委員會による。

第65表 浮泥量年變化(水11中のg數)

月	河	ミシシッピ	エルベ	セ - ヌ	ローヌ (リオン附近)	ドナウ	ナイル	黄河(陝西)
I		0.576	0.022	0.018	0.025	0.015	0.167	3.5
II		.625	.005	.010	.081	.110	.126	5.3
III		.681	.038	.027	.055	.301	.053	11.6
IV		.382	.035	.007	.052	.100	.066	10.3
V		.309	.030	.008	.073	.099	.047	8.6
VI		.975	.042	.008	.097	.236	.069	20.3
VII		.860	.042	.005	.135	.256	.178	29.3
VIII		1.059	.040	.004	.122	.151	1.492	76.6
IX		0.666	.033	.006	.052	.050	0.543	30.8
X		.241	.020	.004	.123	.038	.378	25.1
XI		.230	.014	.046	.062	-	.244	13.9
XII		.385	.052	.049	.018	.021	.289	7.5

かういふ様に一方で水と浮泥との割合を一年間通じて測り、他方に其の水量を知れば河が一年に運ぶ浮泥全量をも算出し得る。次表は下流でかやうな測定の出来た數例である。

第66表 世界諸川の浮泥年量

河	黄河	ミシシッピ	揚子江	ボ -	ラブラタ	ナイル	ドナウ	ローヌ	ガンヂス	ウグエイ
浮泥年量 (億噸)	6.72	3.04	2.58	0.67	0.63	0.52	0.50	0.36	0.26	0.15

我國の學者の浮泥量調査には先づ岡崎文吉氏の論文がある。滿洲遼河(Liao River)の濁水を1925 IV月より1926-III月まで根氣よく採水乾燥して水量に對するSiltの%を調べた。試料數6238に及んだ。其の結果の一二を略述すると、Tang-chiawopuの上での泥量月別變化は第67表の如くで、一般に下層程浮泥量も多くなる傾向がある。此の外7ヶ所で同様の調査をしたが、其の結果下流點 Sanchia-ho では餘程浮泥量が減るので、其の間に泥土が漸次沈澱しつつある事を明かにし、改修工事上極めて重視すべきことを述べて居る。尙ほ濁度が一日中の時刻によつて第85圖の如く潮位と共に變化し、満潮のとき小で干潮のときに多い傾向が見える。

第67表 遼河浮泥の年變化

月	1925 IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	1925 I	II	III	平均
表層	.499	.352	.558	.637	.606	.232	.165	.088	.034	.021	.005	.006	.267
中層	.472	.366	.585	.681	.629	.234	.168	.090	.030	.019	.005	.010	.274
底層	.465	.353	.622	.669	.680	.237	.159	.102	.017	.009	.003	.018	.278
全層	.466	.359	.599	.674	.639	.234	.164	.093	.027	.016	.004	.001	.274

又、村上政嗣氏は木津川の懸濁物質及び溶解物質の測定を行ひ、懸濁物質は雨量及び其の強度に比例し、溶解物質は蒸發量に比例し夏季最大なること、低水位のときは懸濁物質と溶解物質が逆比の関係あること等を示した。後更に淀川に就きても類似の研究をして居る。

浮泥は海に入ると、流速の減少による爲めもあるがそれよりも鹽分の作用によつて一層速かに沈澱する。此の事實は随分古くより知られ、サイデル

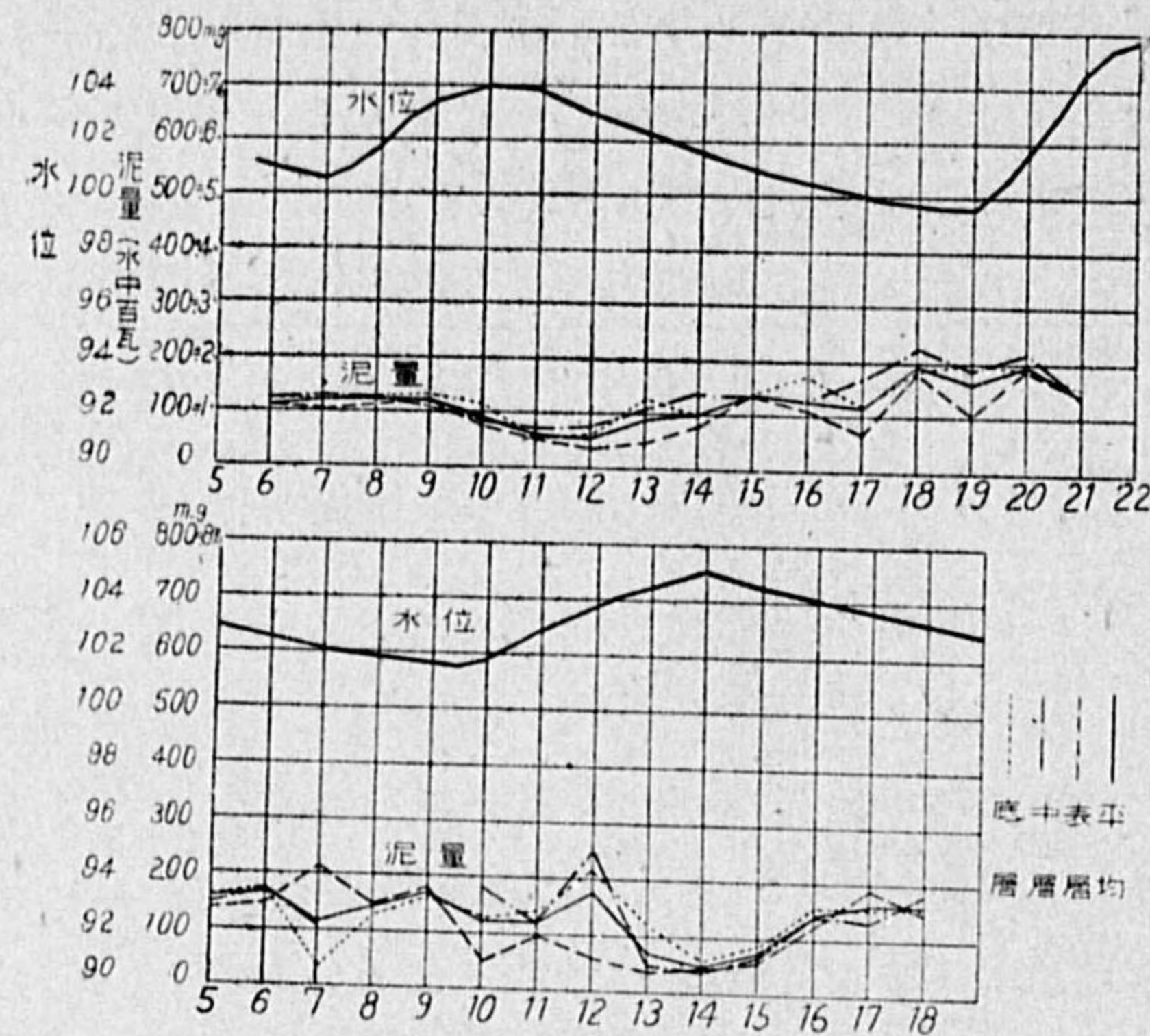


(SIDELL)氏は既に1887年に、ミシシッピー河の濁水を酌んで其のまま放置すれば完全に沈澱が終るのに數日を要するに拘らず、夫れに少量の鹽分を加へると數時間内に清澄となることを知つた。然し其の定量的精細な研究はこれまで餘り行はれて居なかつたので、野滿、

竹上藤七郎兩名は濁水の海鹽による沈澱促進實驗を行ひ、海鹽中の各イオン、其の濃度及び最初の泥量によつて如何に沈澱速度が變るかを研究し、鹽分の濃度は100-200分の1 Normalを界として沈澱速度が急變をすること、最初の濁度が濃厚なほど却つて清澄となる迄の時間が短いことなど興味ある事實を認めた。又海鹽が細泥の沈澱を促進するのは、淡水中に於ける細泥は負の電氣を帯びて居るから衝突しても互に反撥して一所に凝固しないが、海水に入ると其の陰電氣がNa<sup>+</sup>, Mg<sup>++</sup>, Ca<sup>++</sup>, K<sup>+</sup>等の陽イオンによつて中和され、衝突さへすれば互に凝固集團して大粒子となり容易に沈澱すること、竝に其の沈澱促進効果はNa<sup>+</sup>, Mg<sup>++</sup>, Ca<sup>++</sup>が略ぼ同一でK<sup>+</sup>は稍々弱いこと等も明かになつた。最初の濁りがひどいものほど海鹽に遭遇すれば迅速に沈澱し終るのも、畢竟濁りの少い場合よりも細粒子が衝突して遙かに大きな團粒になり易いからである。

1.6 浮流物質の垂直分布と其の理論。 先づ實際の垂直分布を述べて然る後、其の理由を説明しよう。

(1) 垂直分布の實際 河川に於ける浮流物質の垂直分布に就ては、前記岡



第85圖 遼河の浮泥の日變化

崎文吉氏の論文にも多少の調査はあるが、未だ其の法則を云々するに足る程の材料はなかつた。然るに米國のストラウブ(L. G. STRAUB)氏のミズリー河に於ける1930年1月3日の調査は第86圖に示す如くで、頗る示唆に富むものがある。各深度の浮流物質を採つて篩分けし粗砂より細泥までの各種別につき垂直分布を圖示してあるが、粗粒の砂は表層には極めて少く主として底層に集まつて居るのに、粒が小さくなるにつれ表層と底層との濃度の差が減じ、粒徑1/16 耗以下の浮泥 (Silt) 或は粘土とも云ふべき細粒は上下殆んど均一分布に近くなるのである。而して全水深に亙る浮流物質全體の平均濃度  $s$  は、表面から水深  $h$  の2/10と8/10の處の濃度を  $s_{0.2h}$ ,  $s_{0.8h}$  にて表はせば、ミズリー河では大體

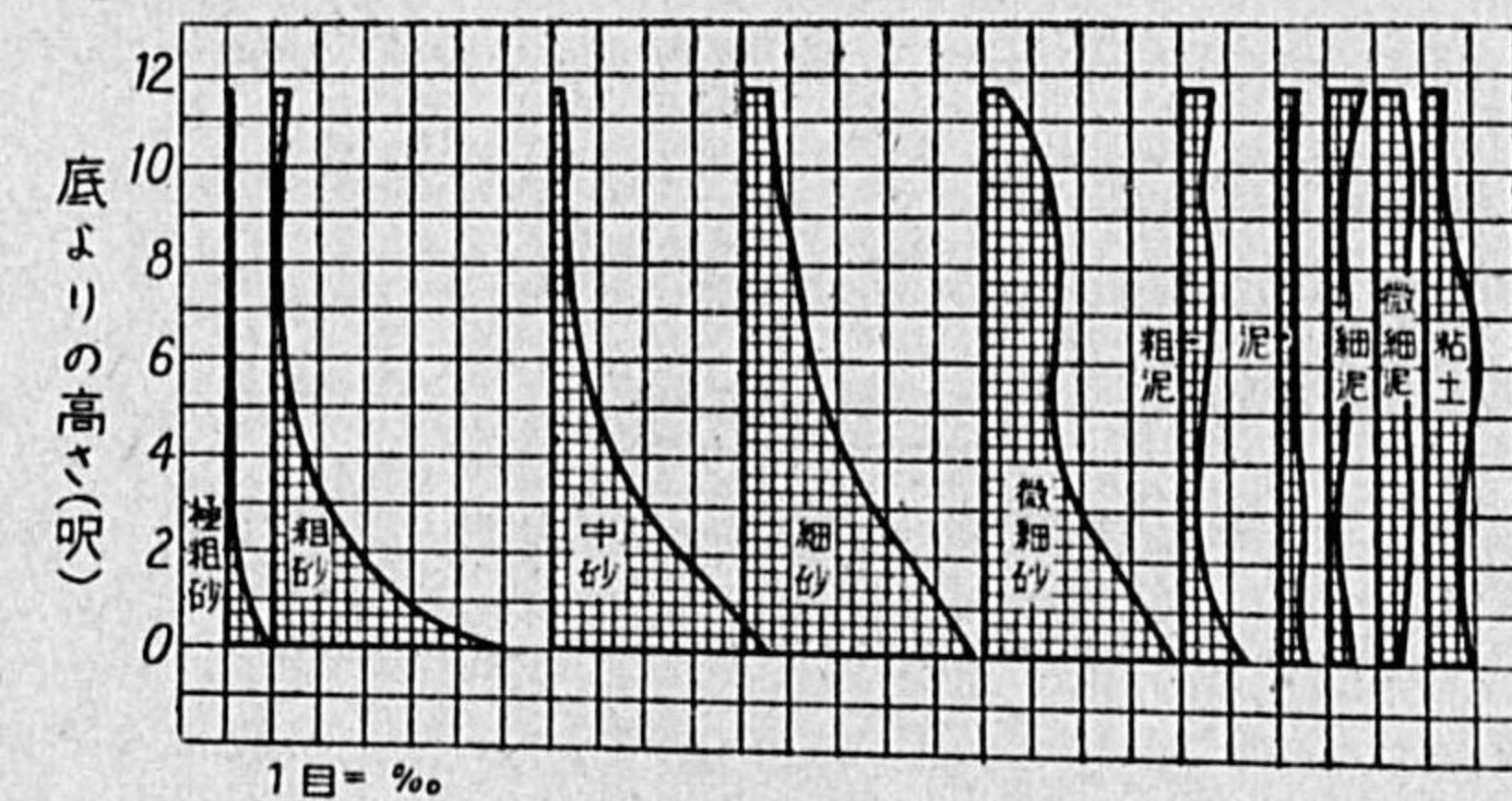
$$s = \frac{5}{8}s_{0.2h} + \frac{3}{8}s_{0.8h}$$

なる關係があり、従つて河水の流量  $Q$  によつて單位時間に運ばれる全浮流物質量  $S$  は

$$S = sQ = \left( \frac{5}{8}s_{0.2h} + \frac{3}{8}s_{0.8h} \right) Q$$

にて表はされることを見出した。

尙、 $s$  は勿論亂流の程度従つて流速延いては流量の増加に伴ひ増大すべき性質のものであるから、 $S$  は  $Q$  の一次に比例するよりは一層高次の關係を持つわけである。



第86圖 ミズリー河泥砂の垂直分布

故にストラウブ氏はミズリー河の永年觀測資料を利用し、 $S$  (噸/秒) と  $Q$  (呎<sup>3</sup>/秒) との關係を求め、次の實驗式を得た。

$$S = 30.4 \times 10^{-11} Q^{2.16}$$

速水頌一郎博士も揚子江で昭和8年5月と6月に二回浮流物質の垂直分布



を測定し第68表の結果を得た。揚子江の浮流物は殆んど皆粒徑0.05 cm以下であるから別に篩分けはしてないが、下層ほど浮泥が多い。

第68表 揚子江浮泥の垂直分布

深度 (m)	浮泥量(g/m <sup>3</sup> )		深度 (m)	浮泥量(g/m <sup>3</sup> )		深度 (m)	浮泥量(g/m <sup>3</sup> )		深度 (m)	浮泥量(g/m <sup>3</sup> )	
	1933 V月	VI月		1933 V月	VI月		1933 V月	VI月		1933 V月	VI月
1	168	236	6	763	367	11	862	428	16	1094	
2	647	217	7	742	—	12	917	470	17	1060	
3	576	261	8	801	430	13	878	446	18	1014	
4	681	349	9	872	438	14	989		19	1139	
5	682	341	10	—	—	15	1039		20	1091	

著者も學生、輕部末藏、川口武雄兩君と共に阿蘇黒川の浮泥砂分布を實測し、第86圖類似の垂直分布を得、更に横断面全體に亘る分布をも明かにした。

(2) 砂泥の静水中に於ける沈降速度 以上の様な浮流物質の垂直分布をなすのは然るべき理由があるのであるが、其の理論を立てるには豫め静水中ならば如何なる速度で沈降すべきものなるかを知つて置く必要がある。

普通の速度では流體の抵抗が速度の二乗に比例するから、流體內の落體の終局速度は、同形同質の物體なら、粒徑の $\frac{1}{2}$ 乗に比例することになる。これをニュートンの落體法則といふ。然るに速度が極めて小なる場合の流體の抵抗は全くその粘性に左右せられ、従つて微細粒子の沈降速度は粒徑の二乗に比例し、既述のストークス法則が成立つのである。

然らば其の中間はどうかといふに、アレン (H. S. ALLEN) 氏によると、或限界直徑  $d_0 (=0.017 \text{ cm})$  以下ではストークス法則に従ふが、其以上の粒徑  $d$  では實驗上沈降速度  $w_0$  は c.g.s. 単位を用ふれば

$$w_0 = \frac{1}{4} \left( \frac{\rho_1 - \rho}{\rho} \right)^{\frac{2}{3}} \left( \frac{1}{\nu} \right)^{\frac{1}{3}} \left( d - \frac{2}{5} d_0 \right)$$

の如く、粒徑に比例して増加するといふ。然しそれがニュートン法則に移る限界に就いては論及して居ない。

粒徑の大小如何によつて沈降速度が斯様に其の法則を變化するのは、要す

るに流體の抵抗法則が粒の大小従つて其の沈降のための擾亂度に依つて變るからである。そこで鶴見一之博士はウィーゼルスベルゲル (C. WIESELSBERGER) 氏の豊富なる流體抵抗實驗結果を基として、微細なる粒子より粗粒の砂礫に至るまでの沈降速度公式を誘導し、且つ自分でも多數の實驗を行つて檢證した。其の方法は次の通りである。

體積  $B$ 、密度  $\rho_1$  なる粒子が密度  $\rho$  の静水中を速度  $w$  にて沈降するときの運動方程式は抵抗を  $W$  とすると

$$B\rho_1 \frac{dw}{dt} = B(\rho_1 - \rho)g - W$$

ところで、砂泥の様な微粒子は殆んど瞬間的(百分の一秒程度)にて所謂終局速度に達し以後は一定の速さで沈降するから、實用上は其の終局速度を知ればよい。而して終局速度に達した場合には  $\frac{dw}{dt} = 0$  であるから前式は

$$B(\rho_1 - \rho)g = W \quad (1.14)$$

然るに流體の抵抗  $W$  は一般に

$$W = k\rho Fw^2 \quad (1.15)$$

の形に表はされる。茲に  $F$  は粒子の抵抗を受くる平面積、 $k$  は粒徑  $d$ 、速度  $w$ 、動粘性係數  $\nu$  等に関する係數である。流體抵抗の研究は畢竟この  $k$  を定むるにあるが、之は所謂レーノルド數  $R \equiv \frac{wd}{\nu}$  の或る函數と見られ、

$$k = cf(R), \quad \text{但し} \quad R \equiv \frac{wd}{\nu} \quad (1.16)$$

と置き函數形  $f$  を實驗にて定めることとする。其の決定は後廻はしとして、兎も角  $f(R)$  が分つたとすると、球狀粒子ならば

$$B = \frac{\pi}{6} d^3, \quad F = \frac{\pi}{4} d^2$$

であるから、終局沈降速度  $w_0$  は (1.15)(1.16) を (1.14) 式に代入して

$$w_0 = \left[ \frac{2}{3c} \frac{\rho_1 - \rho}{\rho} g \right]^{\frac{1}{2}} \left( \frac{1}{f(R)} \right)^{\frac{1}{2}} d^{\frac{1}{2}} \quad (1.17)$$

ストークスやアレン及びニュートンの沈降速度式を此の式と對照すれば

$$k = cf(R) = cR^n \quad (1.16')$$



と置いて、 $n$  を夫々  $-1, -0.5, 0$  とした場合に相當する。又カルマン (TH. V. KARMAN) 氏が平板につき実験した結果は  $n=-0.2$  を得たから、若し同様の關係が球狀粒子にも成立するとせば、沈降速度は  $w_0 \propto d^{0.667}$  となる筈である。要するに (1.16') の指數  $n$  は粒の大きさによつて次の四つの場合があるらしい。

研究者	Stokes	Allen	Kármán	Newton
$n$	-1	-0.5	-0.2	0

尙ほウィゼルスベルゲル (C. WIESELSBERGER) は非常に廣汎に互る粒徑につき実験して、 $k$  と  $R$  との關係圖を作り函數  $f(R)$  を圖示して居る。それを利用して鶴見博士は前記四つの場合が夫れぞれ  $R$  の或る範圍毎に成立することを明かにし、其の各區に對する (1.16') 式の常數  $c$  と  $n$  を定めて、(1.17) に代入し次の結果を得た。

$$\left. \begin{aligned}
 R < 4.5 & \quad w_0 = \left( \frac{2}{3 \times 10} \frac{\rho_1 - \rho}{\rho} g \right)^{1.0} \nu^{-1.0} d^2 & \text{ストークス法則} \\
 R = 4.5 \sim 300 & \quad w_0 = \left( \frac{2}{3 \times 5} \frac{\rho_1 - \rho}{\rho} g \right)^{0.667} \nu^{-0.333} d & \text{アレン法則} \\
 R = 300 \sim 3200 & \quad w_0 = \left( \frac{2}{3 \times 1} \frac{\rho_1 - \rho}{\rho} g \right)^{0.555} \nu^{-0.111} d^{0.667} & \text{カルマン法則} \\
 3200 < R < 10000 & \quad w_0 = \left( \frac{2}{3 \times 0.2} \frac{\rho_1 - \rho}{\rho} g \right)^{0.5} d^{0.5} & \text{ニュートン法則}
 \end{aligned} \right\} (1.18)$$

尙ほ速水博士は c.g.s. 單位にて  $\rho_1=2.64, \rho=1, g=980, \nu=0.00897$  (25°C の動粘性係數) とし、上式を下の如く實用に便利な形に變形した。

$$\left. \begin{aligned}
 w_0(\text{cm/s}) &= 11940d^2 & d < 0.015 \text{ cm} \\
 &= 171.5d & 0.015 \text{ cm} < d < 0.11 \text{ cm} \\
 &= 81.4d^{0.667} & 0.11 \text{ cm} < d < 0.58 \text{ cm} \\
 &= 73.2d^{0.5} & d > 0.58 \text{ cm}
 \end{aligned} \right\} (1.18')$$

但し水温が變れば多少變化する。例へば四區の限界粒徑は 5°C の水中では次表の通りになる。

以上砂泥の沈降速度が分つたから、之にアウスタウシの作用を關聯せしめて、浮游物質の垂直分布を論ずることが出来る。

水温	第一限界徑	第二限界徑	第三限界徑
5°C	0.021 cm	0.14 cm	1.10 cm

(3) 濁りが深さのみに關する場合の砂泥垂直分布 流水中に於ても浮游砂泥は其の粒徑に應じ絶えず前記の沈降速度で沈下せんとし、從つて漸次上層は濁りが減じ下層は上層よりも濃厚となる傾向がある。而して水流が所謂層流状態にあるならば砂泥は厭くまでも静水中と同様に沈降を續くべきであるが、實際の河流は亂流であるから、其の交換作用によつて砂泥を濃度の異なる所から小なる所に移さんとする傾向をも生ずるのである。故に現實の砂泥移動は一方では重力による沈降と他方では亂流による交換作用とが逆に働き其の差によつて左右される。

先づ河の浮游物質が深さでは變つて居るが河の流向と横の方向には殆んど差のない場合から始めるとして、河底より任意の高さ  $z$  の處に厚さ  $\delta z$ 、端面積 1 なる薄層を考へ、この中の砂泥出入を考へよう。高さ  $z$  に於ける砂泥の濃度即ち單位體積毎の砂泥質量を  $m$  とし、 $z$  と時間  $t$  のみの函數とする。同一徑の砂泥に就ては、其の固有な沈降速度  $w_0$  によつて單位時間に此の薄層に入り來る砂泥量は下面より  $-w_0 m$ 、上面より  $w_0 \left( m + \frac{\partial m}{\partial z} \delta z \right)$ 、差引き  $w_0 \frac{\partial m}{\partial z} \delta z$  である。又亂流の交換作用によつては、交換係數を  $\eta$  とすれば、下面より  $-\eta \frac{\partial m}{\partial z}$ 、上面より  $\eta \frac{\partial m}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left( \eta \frac{\partial m}{\partial z} \right) \delta z$ 、差引き  $\frac{\partial}{\partial z} \left( \eta \frac{\partial m}{\partial z} \right) \delta z$  が入つて來る。

以上の兩作用によつて  $\delta z$  内に入り來る總量は結局單位時間に其の中の砂泥が増した量  $\frac{\partial m}{\partial t} \delta z$  となる筈であるから

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial m}{\partial t} \delta z &= \frac{\partial}{\partial z} \left( \eta \frac{\partial m}{\partial z} \right) \delta z + w_0 \frac{\partial m}{\partial z} \delta z \\
 \therefore \frac{\partial m}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left( \eta \frac{\partial m}{\partial z} \right) + w_0 \frac{\partial m}{\partial z} \quad (1.19)
 \end{aligned}$$

となる。之が砂泥濃度分布問題の基本方程式である。

特に定常状態となつて砂泥濃度が時間的には變らない場合には  $\frac{\partial m}{\partial t} = 0$



であるから

$$\frac{d}{dz} \left( \eta \frac{dm}{dz} \right) = -w_0 \frac{dm}{dz} \quad (1.20)$$

此の式はオブリエン氏が初て導いた定常状態の砂泥分布基本式である。

(1.20) 式は一回積分すると

$$w_0 m = -\eta \frac{dm}{dz} + \text{Const.} \quad (1.21)$$

オブリエン氏は「 $m=0$  の所は  $\frac{dm}{dz}=0$  なり」との假定を置いて、積分常数を 0 とし

$$w_0 m = -\eta \frac{dm}{dz} \quad (1.21')$$

とした。クリスチャンゼン (J. E. CHRISTIANSEN) 氏は  $\eta$  が深さによつて變り  $z$  のみの函数なる場合に (1.21') 式を解き

$$m = m_0 e^{-\int_0^z \frac{w_0}{\eta} dz} \quad (1.22)$$

とし、特に  $\eta$  が常數なる場合には

$$m = m_0 e^{-\frac{w_0 z}{\eta}} \quad (1.23)$$

とした。  $m_0$  は  $z=0$  での  $m$  の値である。何れも  $w_0$  従つて粒徑の大なるほど  $e$  の指數が大で従つて濁り  $m$  は河底から上になれば急減し、反對に粒徑の微小なるものは上下濃度の差が少く均一分布に近くなることを示す。

(1.23) 式はハースト (H. E. HURST) 氏が圓筒内に濁水を入れ上下一様に攪拌して細砂の分布を實驗した結果と一致し、又其の場合の理論をガス分子飛動説に準じ、細砂による壓力を其の擾亂速度の自乗平均  $\bar{w}^2$  に比例すとして作つた式

$$m = m_0 e^{-\frac{3g(\rho_1 - \rho) z}{\rho \bar{w}^2}}, \quad \rho, \rho_1 = \text{水と砂の密度}$$

と同形である。尚ほリチャードソン (E. G. RICHARDSON) 氏が河の模型實驗で得た泥砂の分布も略ぼ  $e$  の指數函数となり、(1.23) の檢證とすることが出来る。

然し (1.23) 式の誘導に當つて「 $m=0$  のとき  $\frac{dm}{dz}=0$ 」なる假定を用ゐたことは私から見ると單なる憶斷に過ぎない。幸にしてそれが當つたまでで

ある。なぜなら、川が無限に深いときは成る程  $m=0$  の點もあるか知れぬが、實際の有限深度では濁りがある以上  $m=0$  の點はないからである。卑見によれば之は寧ろ「河面では泥の上昇は出来ない」といふ絶対に合理的な條件

$$\text{河面 } (z=h) \quad \text{では} \quad -\eta \frac{dm}{dz} - w_0 m = 0 \quad (1.24)$$

を用ふべきである。此の條件で (1.21) 式の積分常數は 0 となり、(1.23) 或は (1.22) を得るのである。

序ながら膠狀粒子の様な微粒子は静水中でもブラウン運動をして居るから、矢張り (1.23) 式同様の分布をするわけで、既にアインスタイン (Einstein) が分布式を作りペリン (Perrin) が其れを實驗で確め、又ナッチング (Nutting) は一層簡単な方法で類似の式を導いて居る。

$\eta$  が一定でない場合に就て、速水博士はクレイの粘性係數分布式

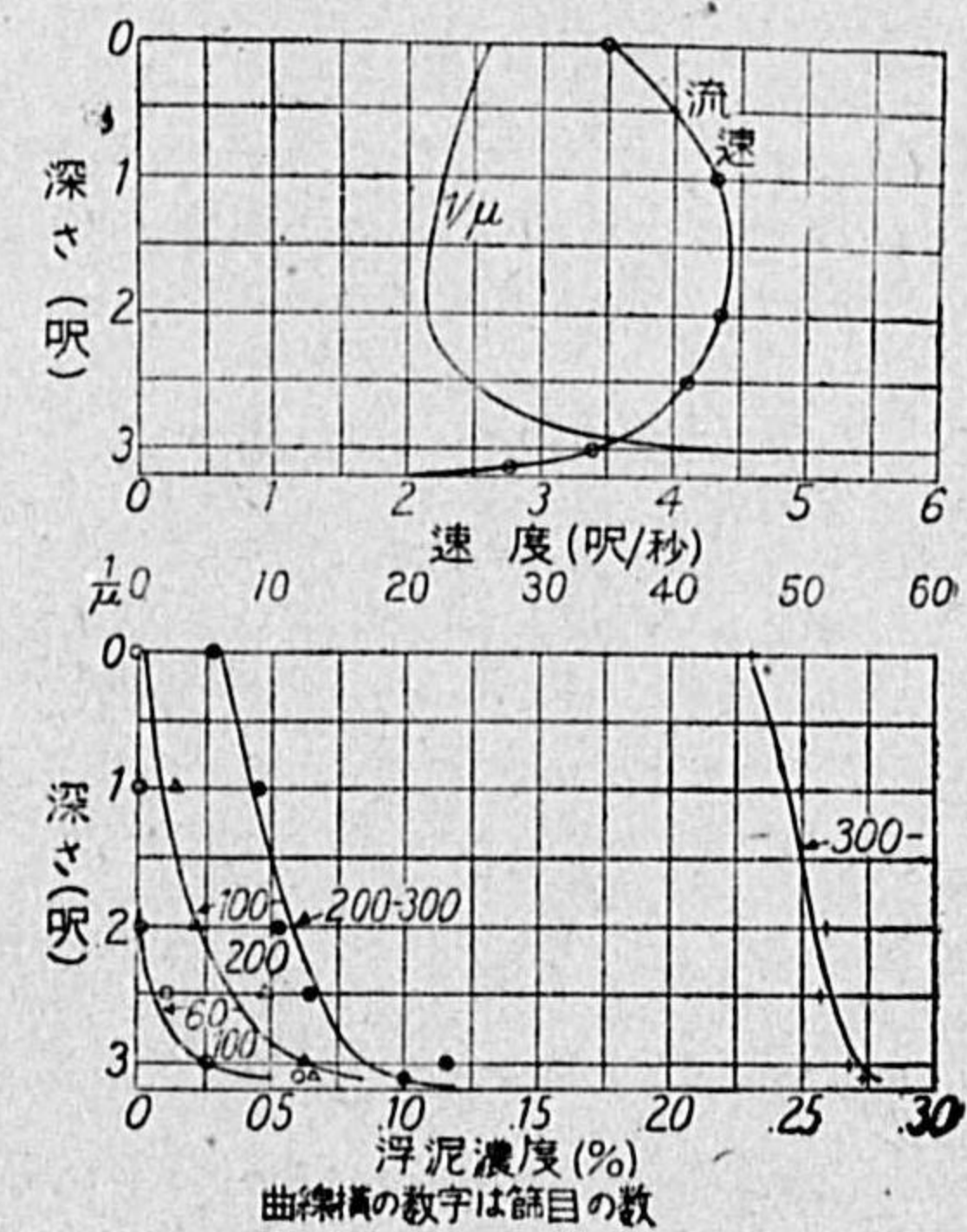
$$\eta = \alpha(z+\beta)(h-z), \quad \text{及び表面條件 } z=h \text{ で } m=0$$

が成立つとの假定の下に (1.20) を解いて

$$m = m_0 \left\{ \frac{\beta(h-z)}{h(z+\beta)} \right\}^{\frac{w_0}{\alpha(h+\beta)}} \quad (1.25)$$

を得て居るが、之も實は表面條件として (1.24) を用ふべきである。かゝる  $\eta$  なら必然的に (1.25) が得られ、 $|m|_{z=h}=0$  は其の當然な歸結である。然しそれでは如何なる粒の泥でも河面は常に澄んで居ねばならぬことになり事實に反するから、クレイの  $\eta$  分布式は表面附近ではよくないことが分る。でも表面から 3 m 以下の處ではストラウブのミズリ河に於ける中砂と細砂分布も速水博士の楊子江泥量分布も、(1.23) 同様 (1.25) 式によく適合することを示した。

尚かゝる特殊の  $\eta$  を假定しても一



第 87 圖 流速分布より  $\mu$  及び浮泥の推定



般の川には適用出来ぬから、クリスチャンゼンは寧ろ實測の流速分布から既述の方法により  $\mu = \rho\eta$  の垂直分布を決定し、それによつて  $\int_0^z \frac{\rho w_0}{\mu} dz$  を積算し、(1.22)に代入して  $m$  の分布を定めた。最も實際的な良法である。第87圖は氏が此の方法を或運河に於けるバックレ氏の流速分布と泥量分布實測値に適用して計算と實測との對照を試みたものである。よく一致して居るといはねばならぬ。又コロラド河やナイルでも同様にして理論と實測との一致を示して居る。

又逆に或川の浮泥分布を實測し  $(m, z)$  圖を得たらば、それより各深度の  $\frac{dm}{dz}$  を求め  $m$  と共に (1.21') 式に代入し

$$\eta = \frac{w_0 m}{dm/dz} \quad (1.21'')$$

で  $\eta$  の分布を定めるに利用することも出来る。かくして浮泥分布から得た  $\eta$  と流速分布から得た  $\mu$  とが果して一致するや否やを試みるのも交換作用の檢證として學問上興味あることといはねばならぬ。

(4) 浮泥量が水平方向にも變る場合の理論 次に浮游物質の濃度  $m$  が  $z$  のみならず河流の方向  $x$ 、側方  $y$  によつても變つて居る場合の分布法則を考へよう。

$m$  が  $x$  方向にも變つて居る場合の基本微分方程式は速水博士が初めて之を論じた。尤も氏の誘導法には極めて僅かながら不備の點があるので、茲には多少説明を變へ、且つ更に河流に  $y$  方向の側流、 $z$  方向に上下流の存在する點にも使へる最も一般的な基本式を作ることにする。

河中の或一點  $(x, y, z)$  に於て河流の平均速度を  $u$ 、側流を  $v$ 、上昇流を  $w$  とし、 $\delta x \delta y \delta z$  なる微小六面體の固定空間を考へ、此の中に流入する泥砂量を計算する。先づ前後の  $\delta y \delta z$  面より出入する泥砂量の差は

$$\left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\mu_1}{\rho} \frac{\partial m}{\partial x} \right) \delta x - \frac{\partial (um)}{\partial x} \delta x \right\} \delta y \delta z$$

同様に側面  $\delta z \delta x$  に對しては

$$\left\{ \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\mu_2}{\rho} \frac{\partial m}{\partial y} \right) \delta y - \frac{\partial (vm)}{\partial y} \delta y \right\} \delta z \delta x$$

又上下  $\delta x \delta y$  よりは

$$\left\{ \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\mu_3}{\rho} \frac{\partial m}{\partial z} \right) \delta z - \frac{\partial (wm)}{\partial z} \delta z + w_0 \frac{\partial m}{\partial z} \delta z \right\} \delta x \delta y$$

これ等の合計は其の中の泥量増加

$$\frac{\partial m}{\partial t} \delta x \delta y \delta z$$

に等しい譯であるから、

$$\frac{\partial m}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\mu_1}{\rho} \frac{\partial m}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\mu_2}{\rho} \frac{\partial m}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\mu_3}{\rho} \frac{\partial m}{\partial z} \right) - \frac{\partial (um)}{\partial x} - \frac{\partial (vm)}{\partial y} - \frac{\partial (wm)}{\partial z} + w_0 \frac{\partial m}{\partial z} \quad (1.26)$$

之が求むる所の基本式である。茲に三軸方向の交換係数が同じでなく夫々  $\mu_1, \mu_2, \mu_3$  であるとした。此の式を簡単に表示するため、今若し

$$M_x = \frac{\mu_1}{\rho} \frac{\partial m}{\partial x}, \quad M_y = \frac{\mu_2}{\rho} \frac{\partial m}{\partial y}, \quad M_z = \frac{\mu_3}{\rho} \frac{\partial m}{\partial z}$$

なる分素を有するベクトル  $\mathbf{M}$  及び  $\mu_1, \mu_2, \mu_3$  を分素とするベクトル  $\boldsymbol{\mu}$  を考へ、且つ合成流速をベクトル  $\mathbf{v}$  で表せば、(1.26) 式は

$$\frac{\partial m}{\partial t} = \text{div } \mathbf{M} - \text{div} (m\mathbf{v}) + w_0 \frac{\partial m}{\partial z}$$

$$\text{但し} \quad \mathbf{M} = [\eta \cdot \text{grad } m] = [\eta \|\text{grad } m\| \cos(\eta, \text{grad } m)], \quad (1.26')$$

$$\eta = \frac{\mu}{\rho}$$

とも書ける。

此の式を一般的に解くことは到底出来ぬが、其の若干項を残した特別の場合でも實用上乃至學術上重要なことが少くない。前項に述べた場合も其の一つであるが、速水氏が取扱つた「河流は河道方向のみに一定速度  $u$  で流れ、濁度  $m$  は側方には變化なく、且つ定常状態の場合」も其の例である。かかる場合には (1.26) 式は次の様に略し得る。

$$u \frac{\partial m}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \eta \frac{\partial m}{\partial z} \right) + w_0 \frac{\partial m}{\partial z} \quad (1.26'')$$

こゝに  $\frac{\partial m}{\partial x}$  は  $\frac{\partial m}{\partial z}$  に比すれば一般に甚だ小さいから、 $\frac{\partial}{\partial x} \left( \eta \frac{\partial m}{\partial x} \right)$  はすてた。然し  $u$  は一般に  $w_0$  に比しては遙かに大きいから  $u \left( \frac{\partial m}{\partial x} \right)$  は省略出来ない。

速水博士は限界條件として



$$|m|_{z=0}=0, |m|_{z=0}=m_1, |m|_{z=\infty}=0 \quad (1.27)$$

と置き無限に深い川を考へた。従つて水面條件は幸にも(1.24)と調和するが實用價値は大に減ずる。蓋し普通の川は濁りが間もなく水面まで到達する程に浅いからである。依て氏の解を紹介することは略し、浅い河での解を後節洗掘理論の場合に改めて論ずることにする。

1.7 浮流物質運搬量の理論 或河が如何程の浮流砂泥を流して居るかを計算する方法として、今のところ次の二方法がある。

(1) 含砂率と流量とによる法 河川の或る断面Aに於て詳密な含砂率測定を實行するか、若くは實測は適當な若干數に止めそれに前項の砂泥分布理論を適用して、全断面に互る含砂率mの分布を知り、之に各部の流速を乗じて積算し、單位時間毎の浮流砂泥量Sを定める。即ち

$$S = \int_A mvdA$$

之は最も精確な方法に違ひないが、流速の分布は分つて居ずに水位などから全流量Qだけが知れる場合が多い。斯かる場合には止むを得ず全断面に互る含砂率mの平均値 $\bar{m}$ を先きに求め、之に流量Qを乗じ

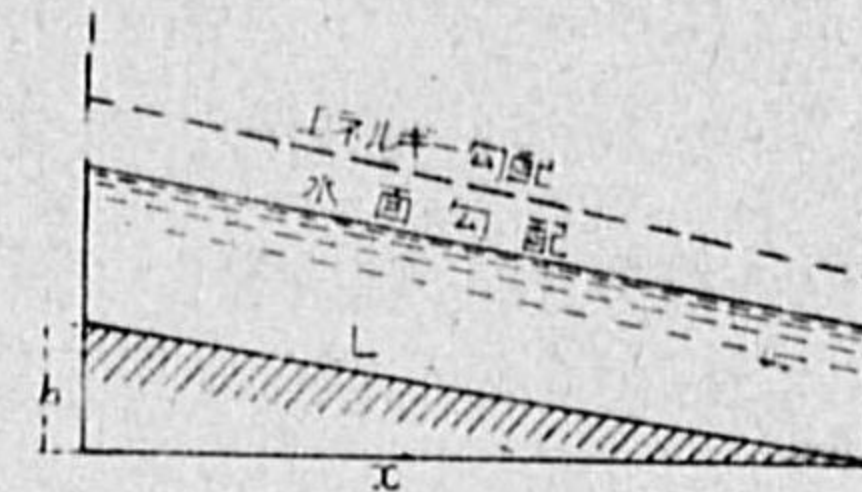
$$S = \bar{m} \cdot Q$$

を以て略近値とする。

序ながら含砂量mは水量Qと何か直接の關係なきかを調べた人もあるが、同じ川で同じQでも日により季節によりmが大いに違ふこともあり、mは到底Qだけの函數では表はし得ない様である。

(2) 濁流水のエネルギーを基礎とする法 流砂量の問題は又一方ではエネルギー法則によつて解決せんとする機運が最近頗る盛んとなつて來た。而して河水エネルギーの本源は勿論位置のエネルギーにあつて、質量mの河水が高距hを流下する際にはmghなる位置のエネルギーを費し、それが運動エネルギーともなるし、浸蝕のエネルギーをも供給するのである。

i) ルベイ氏理論 米國のルベイ (W. W. RUBBY) 氏は第88圖の如く水面勾配Iなる等流河川で長さLを距つる二断面を考へる。單位時間に上流断面を通過した水が下流断面を通過する迄に於て



第88圖 水面勾配とエネルギー勾配

- E=位置のエネルギー減少
- K=運動エネルギー減少
- F=河底摩擦によるエネルギー消耗
- D=其の間砂泥の浮游を保持するに要するエネルギー消耗

とすれば、エネルギー不減則より當然

$$E+K=F+D \quad (1.28)$$

であるから、それ等の各項を計算するのである。

先づ位置のエネルギー減少Eを求むる爲

- $\rho_w, \rho_s, \rho_f$  = 水, 浮泥, 及び兩者を含めた濁水の比重
- $A_w, A_s, A_f$  = 同上垂直断面積  $\therefore A_f = A_w + A_s$
- $v$  = 流速 (厳密に云へば浮泥と水との速度は違ふ瞬間もあるが、實用上は同速度と見てよい)

なる記號を用ふれば、單位時間に運ばれる水, 浮泥, 濁水全體の質量は

$$W = \rho_w A_w v = \text{流水だけの質量}$$

$$S = \rho_s A_s v = \text{砂泥だけの質量}$$

$$\rho_f Q = \rho_f A_f v = \text{濁水全體の質量, 但し } Q = A_f v = \text{河水流量}$$

之が上流點から下流點まで距離L高距hだけ流下するのであるから、

$$E = \rho_f Qgh = g\rho_f A_f vLI$$

次に濁流水の運動エネルギー減少は

$$K = \frac{1}{2} \rho_f Qv^2 - \frac{1}{2} \rho_f Q'v'^2 \quad (\text{但しダッシュは下流點の値})$$

であるが、均一断面の河川では水量は勿論流速も不變であり且つ平衡状態にある浮泥も増減(堆積も洗掘もないから)がないから $\rho_f$ も不變である。故に

$$K=0$$

次に摩擦損耗Fは、河の潤周をP、其の摩擦係数を $k$ とし單位面積の摩擦力を例によつて $k\rho_f v^2$ とすれば、單位時間に流下する濁水の潤面積はPvであるからそれがLだけ動く間に

$$F = Pv \cdot k\rho_f v^2 \cdot L = PL \cdot k\rho_f v^3$$

最後に浮游砂泥を保持するに要する仕事Dは、砂泥がLの距離浮流する



時間  $L/v$  の間に沈降速度  $w_0$  で落下すべき高さ  $w_0L/v$  だけを亂流によつて再び持ち上げ、元の位置に返す仕事と見てよい。尤も水中で砂泥を持ち上げるに要する力は砂泥の重さから水の浮力を引いた差でよいから

$$D = S \frac{(\rho_s - \rho_f)g}{\rho_s} \times w_0 \frac{L}{v} = A_s (\rho_s - \rho_f) g w_0 L$$

以上の各値を (1.28) に代入すれば

$$g \rho_f A_f v L I + 0 = P L \cdot k \rho_f v^3 + A_s (\rho_s - \rho_f) g w_0 L$$

$$\therefore A_f g I = P \cdot k v^2 + \frac{A_s (\rho_s - \rho_f) g w_0}{\rho_f v} \quad (1.29)$$

特に浮游砂泥全くなく  $A_s = 0$  なる場合には、(1.29) 式は普通のシェーjee式を導いたときの式と全く同じくなり、従つて當然

$$v = \left( \frac{g}{k} \frac{A_f}{P} I \right)^{\frac{1}{2}} = C_0 \sqrt{RI} \quad \text{但し } C_0 = \sqrt{g/k}, \quad R = A_f/P = \text{徑深} \quad (1.29')$$

となり、シェーjee法則を得る。

次に砂泥のある濁流でも、係数  $C_0$  の數値が多少變るだけでシェーjee法則が成立ち

$$v^2 = C^2 RI \quad (1.30)$$

と置けるものとすれば、(1.29) 式は

$$\frac{(\rho_s - \rho_f) A_s w_0}{\rho_f A_f v I} = 1 - k C^2 / g = 1 - C^2 / C_0^2 \quad (1.31)$$

となる。右邊は水の濁り具合には關するが、川の形狀大小深度勾配等には無關係な常數である。更に (1.31) 式の  $v$  にシェーjee法則 (1.30) を代入すれば

$$\frac{S}{\rho_f Q} \frac{w_0 (\rho_s - \rho_f)}{\rho_s C (1 - k C^2 / g)} R^{\frac{1}{2}} I^{\frac{2}{3}} \quad (1.32)$$

但し  $S$  = 單位時間の浮流砂泥量 =  $\rho_s A_s v$ ,  $R$  = 河の徑深

$Q$  = 流量(體積) =  $A_f v$ ,  $I$  = 水面勾配

然るに  $S/Q$  は浮泥の平均濃度であり、又  $S/\rho_f Q$  は濁水の平均含泥率(重量比)である。故に此の式は「浮泥の平均濃度が水深の  $\frac{1}{2}$  乘に又勾配の  $\frac{2}{3}$  乘に比例す」といふ重要な法則を與ふるものである。尙ほ砂泥浮流量  $S$  は  $Q \cdot R^{\frac{1}{2}} I^{\frac{2}{3}}$  に比例することとなる。

ii) **クック氏の理論** 第二章第3節 (3.26) 式の示す如く、砂泥のない河川では單位質量の水が單位距離の間に消費するエネルギーは所謂エネルギー勾配  $I_e$  であるから、全流量  $Q$  については單位時間のエネルギー消費を  $P$  とすれば(重力單位)

$$P = \rho Q I_e, \quad \rho = \text{比重} \quad (1.33)$$

で、特に等流河川では水面勾配  $I$  が  $I_e$  に等しく

$$P = \rho Q I, \quad I = \text{水面勾配}$$

となるのである。而してかゝるエネルギー消費が實際の川では掃流或は浮流砂泥の運搬にも使はれる筈であるから、兩者の間には密接な關係の存すべきことが想像せられる。依つてギルバート氏は

$$\frac{\text{砂泥運搬量}}{QI} = \text{運搬能率 (Efficiency of stream)}$$

と置いて運搬能率の研究を試みたことがあり又掃流問題のときに述べたマクドーガル氏の掃流砂量を  $QI$  と  $I$  とに關聯せしめた實驗式も恐らく同様の趣旨に基づいたものと思はれる。然し實際河川のエネルギー消費には (1.33) 式を導いた際考へたものゝ外に更に多數の原因があるので、 $QI$  だけを考へて居たのでは仲々満足な結果は得られない。

クック (H. L. Cook) 氏はそれで、出来るだけ色々のエネルギー消費の原因を考へて見たが

a) 粘性に對する消費 其の内分子粘性は實際河川に於ては渦動粘性に比し無視して可なるも模型實驗では必ずしも然らず。

b) 砂泥運搬の爲の消費 この内に浮流及び掃流がある。

c) 河道の斷面を變ずる爲の消費 即ち洗掘に要するもので、之は (b) の單なる運搬とは違ふ。

d) 水面に波を生ずる爲の消費 之は實際の河川では他の消費に比し無視し得るも、模型實驗などでは必ずしも然らず。

e) 水底に砂紋を作る爲の消費

以上各種のエネルギーが單位時間單位距離の流下中に消費される率、換言す



れば各種のエネルギー勾配を夫々  $I_v$  (分子粘性),  $I_t$  (擾亂),  $I_s$  (浮流),  $I_g$  (掃流),  $I_e$  (洗掘),  $I_w$  (水波),  $I_r$  (砂紋) にて表はせば, (1.33) 式の  $I_e$  は其の實

$$I_e = I_v + I_t + I_s + I_g + I_e + I_w + I_r \quad (1.34)$$

と書くべきものであり, 従つて河川の流量  $Q$  に対するエネルギー消費は (1.33) 式に (1.34) 式を入れて

$$P = \rho Q (I_v + I_t + I_s + I_g + I_e + I_w + I_r) \quad (1.35)$$

とすべきである。

而してかかるエネルギー消費は如何なる力が如何様に働いて生ずるか, 其の真相を握ることは仲々困難である。然し兎も角河水が流速  $v$  にて河道方向に動く間になされるので, 之に対する或る **相當力** (Equivalent force)  $F, F_v, F_t, F_s, F_g, F_e, F_w, F_r, \dots$  等を考へ, それが單位時間になす仕事  $Fv, F_v v, F_t v, \dots$  に當ると見れば

$$F = \frac{P}{v} = \frac{\rho Q I_e}{v} = \rho A I_e$$

$$\text{或は } F = \rho A (I_v + I_t + I_s + I_g + I_e + I_w + I_r) = F_v + F_t + F_s + F_g + F_e + F_w + F_r \quad (1.36)$$

こゝに  $A$  は河の斷面積を表はす。

特に等流で各斷面の狀況が同一ならば, 各種エネルギー損失は到る處同じで其の勾配は 0 となるから

$$F = \rho A I, \quad I = \text{水面勾配} \quad (1.36')$$

單位河幅では, 上式の兩邊を河幅  $B$  で割り

$$T = \rho D I, \quad \text{但し } T = F/B, \quad D = A/B = \text{水深} \quad (1.36'')$$

で; 既出の掃流力公式となる。之を以て見ればジュボアの掃流力式は河川が等流なる場合に應ずるもので, 一般の (1.36) 式に相當するものではない。

故に砂泥運搬問題の如きは, 掃流力といふやうな力に關係つけ (1.36) 式を使ふよりも, 寧ろエネルギー消費率  $P$  と關聯して (1.35) 式を使ふ方がよいとクック氏は考へる。例へば浮泥も水波も砂紋もなく單に掃流物質だけある等流河川では

$$I_e = I = I_t + I_g \quad \therefore I_g = I - I_t$$

従つて掃流エネルギー消費率を  $P_g$  とすれば

$$P_g = \rho Q (I - I_t) \quad (1.37)$$

かかる場合の  $I_t$  はクッター式やマンニング公式の勾配に當るから, 徑深  $R$  と流速  $v$  で  $I_t$  は分り, 従つて  $P_g$  も判る。それと同時に掃流砂量  $G$  を實測して  $P_g$  と  $G$  との關係を定むれば, 掃流法則が得られる。

其の他の場合も, 類似の方法で研究した方がよいとクック氏はいふ。一種の思ひ附ではあるが然し實行は中々困難で, 茲には單に參考までに紹介したに止まる。

**1.8 各種運搬物質の比率** 以上縷々として溶流, 浮流, 掃流の各種運搬問題を説き來つたが, 然らば實際の川ではその内の何れが最も重要であるか, 各種運搬物質の比率を知り度いものである。溶解物質と懸濁物質とを測るのは, 河水を汲んで來て, 其の中の水と物質との割合をきめさへすればよいから比較的簡單であるが, 轉流物質の測定は頗る困難で, 特に大河に於て然りであつて, 特別の場合を除く外多くは掃流力理論によつて間接に推定する外は無い。ところが幸にも轉流物は測り易い浮流物質に較べると其の比率が遙かに少く, 特に大河の而も下流ほど甚だ僅少で, 其の重要度を減ずる。例へばスイスの如き山國の川で, 轉流物の最も多かるべき急流でさへも下表の通りである。

第 69 表 瑞西諸川の轉流物と浮流物の比率

川名	リンス	ロ (セネバ湖入口)	ア ー ヴ	ヴ ュ ル ド ン
轉流物	1:3.5	1:6.9	1:4.1	1:3
浮流物				

沉んや之が悠々たる緩流の大河になると轉流物質の率は當然著しく減つて, 浮流物質の十分の一乃至五十分の一しかない様になる。特にアマゾン, ミシシッピー, 揚子江, 黄河等の大々河程然りで, 是等の川が海に運ぶ物質としては, 浮泥が器械的運搬物質の殆んど全部と見ても大差はない。蓋し砂泥の運搬は洪水時に最も多いが, 洪水時には水深は深く含砂率も仲々大きい。而も浮流砂泥は其の全水深に互り水と同じ速さで運搬される。之に反し, 掃流砂礫は轉下速度が流水速度に比し非常に遅く, 而も掃流される土層の厚さ



は水深に比して比較にならぬほど薄い。かくて掃流砂量が浮流砂量に對し僅少なるは自明といはねばならぬ。

次は浮流物質と溶解物質との比率であるが、曩に掲げた諸川の例から計算すると第70表の通りになる。茲に轉流物質は僅少であるから、浮流物質と溶解物質との和を運搬物質全量と見て、其の中の百分比を示した。河によつて可なりの違ひはあるが、之を平均すれば、運搬物質全體の約70%強は器械的に流され、残り30%弱が溶けて流されることとなる。この割合は地表の岩石の性質から考へても眞と尤もな値である。何故なら、地表にある種々の岩石をとつて風化の實驗をして見ると、岩石の種類によつて多少の差はあるが、平均は矢張り化學的に溶解し得べきものと化學的には溶けないで機械的に崩れるものとの割合が、全體の3割と7割位になるのである。

第70表 浮流と溶流との比率

河の名	ミシシッピー	ナイル	ローヌ(下流)	ウルグエイ
浮流物	71%	71%	81%	67%
溶流質	29%	29%	19%	33%

兎も角此の比率は極めて重要な事柄で、懸濁物質の量だけが分つて居る大河の海に運ぶ運搬物質全量を大略でも知りたいときは、其の懸濁物質量を0.7で割ればよい。

## 第2節 浸蝕作用

河水が種々の異物質を或は化學的に或は器械的に運搬しつつあるのを知つた吾等は、次に河水の浸蝕作用を説かねばならぬ。蓋し是等の運搬物質は水自身が浸蝕作用によつて得たものに外ならぬからである。

2.1 溶蝕と洗掘 流水が是等の物質を得る方法にも化學的と器械的との二つがある。前者を溶蝕、後者を洗掘といふ。

1) 溶蝕 (Corrosion) 河水が石灰岩などの溶け易い物質を溶解して行く作用であるが、河道其のものに於ける溶解は頗る遅々たるものである。河水が

現に持つて居る溶解分は主として地下水の供給に俟つもので、流水が河道内で直接溶解したものは極めて小部分にすぎぬ。

ii) 洗掘 (Corrasion) 流水が兩岸や河底に突き當つたり洗ひ流したりして、器械的に削り崩す作用をいふ。風化した軟い土壤等は水のみでも盛に洗掘されるが、岩盤に對しては、水そのものゝ直接作用は微弱である。堅い岩盤の場合は、我々が研磨紙や鑄で磨り減すが如く、河水が運搬して居る砂礫を道具にして削磨するのが效力最も大きい。水のみが如何に速く岩面を流れても中々岩には溝を掘り得るものではなく、實際澄み切つた川はたとへ急流でも其の洗掘は極めて緩慢で、苔や水草が岸底に附着生長し得る程であるが、濁流の川では同じ流速でも洗掘作用は甚だ迅速となり、特に河底を轉がり下る石礫岩塊が多い場合は一層甚だしい。

2.2 浸蝕 河水が化學的或は器械的に岸底を溶かしたり削り崩したりした上、其の奪ひ取つた物質を下流に運搬し去り、漸次河谷の幅と深さとを増して行く現象を浸蝕 (Erosion) といひ、深さを増す方を垂直浸蝕 (Vertical Erosion)、河幅を廣くする方を側方浸蝕 (Lateral erosion) と呼ぶ。

即ち河の浸蝕とは、洗掘と溶蝕と運搬作用とを引くるめて考へた綜合作用に外ならぬ。

雨水が地上に落ちてから實際の川に入る前にも、右同様の浸蝕が行はれる。

第89圖 數度の暴雨で出來た著しい雨堅



即ち雨が降れば、直接に地面を叩いて削磨する許りでなく、地上を流れて浸蝕する。若し地面が滑かな平板であれば、雨は甚だ薄い層になつて一面に廣く流れるから、勾配の割には流速は甚だ遅く、浸蝕は比較的微弱である。之を雨の層狀浸蝕 (Sheet erosion) といふ。然し實際の地面にはどことはなしに多少窪い處や軟い處があるので、間もなく數



多の小さい水筋を作り、雨水は主に其處を流れ、其處を削り掘り又深める。かうして山の斜面には數多の雨壑(Gully)を形成する。雨壑といふのは雨のときだけ水が流れ、平素は水の無い谷のことである。是等の現象は、通俗の意味ではまだ川的作用といふ譯に行かないので、特に雨蝕(Rain sculpture)といふこともあるが、然し學術的には之を廣義に解して、其の川の河谷浸蝕の一部と見做してよい。そして出水時の河水の懸濁物質は、此の雨蝕によるものが最も多い。實際の河床に這入つてからの洗掘作用によるものは、到底之に及ばないのである。

尙ほ河の浸蝕作用に著しく援助を與ふるものは、風化と重力と岩石そのもの、節理とである。河岸は固より河底でも満水時に水面上に露出して居る部分が、平素風化してグズグズに崩れて居たり、或は節理が著しく發達して居ると出水時の洗掘は最も容易になるし、また高い岸壁や岩などが縦横の龜裂や脚部の洗掘で弛んで居ると、自身の重りにも堪え得ぬ様になり、ちよつとの出水でも崖崩れや顛覆などが起り易い。

**2.3 浸蝕の速さ** 浸蝕は (a) 水量多く、(b) 流速大に、従つて勾配急に、(c) 流水の含む砂礫が多く、(d) 河谷地質の軟弱なほど迅速に行はれる。されば是等の事情が異なるにつれ、川により又同じ川でも處により時により著しく浸蝕の度を異にする。普通の川では、平日は浸蝕頗る緩慢で、洪水時に激増する。平日の一年分の仕事がつた一二回の洪水の仕事にも及ばぬのが通例で、實に河道の地形變遷は殆んど洪水のみで左右される川が多い。

それは兎も角として、一年間にどの位の割合で浸蝕されるものであるか。早い例を挙げると、横山博士によれば、延暦18年(西暦799年)に流れ出たと稱せられる富士山の熔岩は山梨縣の猿橋まで達して居るが、此處で桂川の急流のため今は30m餘も掘られて居るから、1年に約2.7cmの浸蝕となる。又西暦1603年にエトナ火山から出た熔岩も今は30m餘掘れて、一年に9cm餘の割合となる。濠洲のWerribee河では100年に玄武岩質の部分が1cm、花崗岩河床の部分が2cmの割合で低下するといふ。勿論是等の急速な浸蝕はいつまでも永年一定に續くとはいへない。浸蝕が進めば自然に勾配が減じ流速も亦減

するからである。

以上は浸蝕が速くて歴史的に適當な目印を得られたから、比較的簡単に推算し得たのであるが、然し一般にはそんなに速くなく、且つ場所々々によつて大いに其の度を異にするから、是等を一々定めることは到底困難である。然し或川の流域全體に互つての浸蝕の平均速度は、割合に推定が容易である。

流域全體の平均浸蝕を出すには、其の川の下流で一年間に運搬して居る物質の全重量を、前節に説いた様にして出し、之を流域面積で割る。すると流域の單位面積毎に奪ひ去られる物質の平均重量が分る。之から流域内の地表岩石の平均比重(凡そ2.6内外)を用ひて、一年間に流域全體が浸蝕される平均の厚さを出すことは容易である。第71表は千年間に流域の低下すべき厚さ(cm)を示したものである。地球陸面全體では、千年に5.6cm程度だらうといはれる。

第71表 諸川流域の浸蝕速度

河名	黄河	ボロ	ローヌ	揚子江	ミシシッピ	ドナウ	ナイル	ガンヂス
浸蝕厚 (千年にcm)	42.2	2.89	21.5	7.8	7.3	3.3	1.1	1.4

**2.4 雨蝕** 一般に河川の運ぶ砂泥は河床そのものよりも主として河に入る前の地面の雨蝕によることは既述の通りである。従つて雨蝕問題は河川學上重要な勿論、之を實用上より見ても山腹や耕地の削剝荒廢等極めて重大な利害關係を有する。それにも拘らず之が議論は從來殆んど定性的常識論を出でず、其の定量的眞研究は等閑に附せられて居た觀があつたが、最近漸く各國で熱心なる研究が開始せられるに至つた。

雨蝕が雨の地面流出の速さ従つて雨の強さと地面勾配、地質、地被狀態等に関係あるべきことは想像に難くない。而して是等の關係を試験地に於て調査研究せんとするのが近年の一流行である。例へばベンネット、(H. H. BENNETT)氏はミズリーの一試験地(幅76ft)で耕作物の種類により雨蝕が如何に變るかを調査し、玉蜀黍畑からは1年1エーカー當り60噸、紫馬肥やし(Alfalfa)の密生した畑では0.2噸、大あはがへり(Timothy)の密生せる草地では0.3噸で、密生の草は疎生の玉蜀黍より二三百倍の土壤保護力があること



を示した。其他各種の作物による相違をも調査してあるが略する。

次に地面勾配の影響を見るために、勾配だけ違ふ二つの同様試験地で4~14年も研究して、次の様な結果を得て得る。

第72表 雨蝕と地面勾配

試験地	土質	傾斜	1年1エーカー當り浸蝕土量	
			玉蜀黍畑	草地
A	ローム	8.0%	61噸	0.3噸
B	同上	3.7	20	0.3

即ち勾配が約2倍になると、玉蜀黍畑の浸蝕は3倍にも増大するのに、密生草地は殆ど變りがなく其の土壤保護力が如何に偉大なるかを窺ふに足る。尙ほ氏は森林と密生草地とを多數比較して居るが、兩者の土壤保護作用には殆んど甲乙なく、共に實用上は浸蝕がないと見てよい位である。

之に反して裸地は最も浸蝕され易く、特に草地でも一旦表土が除かれて新たに裸地となつたものゝ浸蝕は一層酷くなり、雨壑なども多くその機會に發生する。

ローダーミルク (W. C. LOWDERMILK) 氏等も地被状態の影響を研究する爲、カ州の山地で三つの試験地を作り、第一は天然樹林地、第二は同じ樹林を焼き拂つた裸地、第三は焼いた後三年程経た若木林とし、浸蝕土砂量を測つて次の結果を得た。裸地にすれば如何に森林下よりも浸蝕が増大するか驚くばかりである。

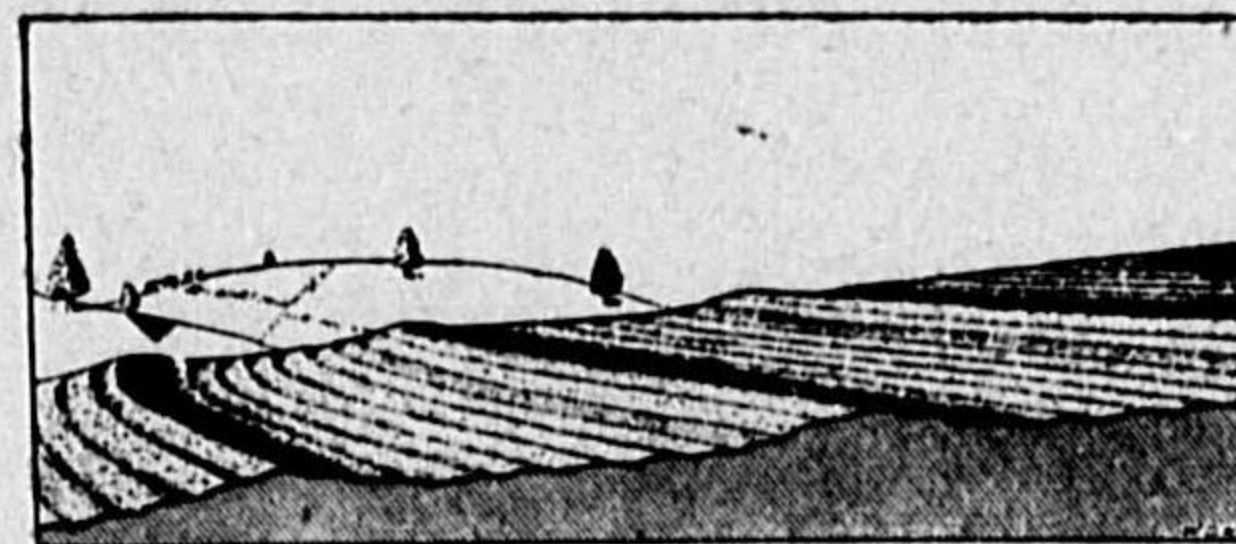
第73表 樹林と裸地の浸蝕對比

期間	浸蝕 (1エーカー當り立方呎)		
	第一試験地	第二	第三
1929-30	0.28	66.8	—
1930-31	0.13	6.24	83.08
1931-32	0.10	2.2	8.12
1932-33	0	1.9	0.17
1933-34	0	100.0	0.1

マスグレーブ氏が同一面積の傾斜地に於ける雨水の地面流出と流砂量に及ぼす傾斜の長さの影響を研究したことは既に述べた所である。傾斜方向

に長いほど浸蝕大で特に強雨に對し然りであつた(第29-30表参照)。

山地の砂防工事に、第90圖の如く山腹を横に幾段にも區切つて段々を作り、其の縁に樹木を植ゑ中間は草原にするのは傾斜を緩にして流速の減少を計る上に、この利益がある爲めである。勿論横に集流した水は、第91圖の様に堅固な放流渠を設けて流下させねばならぬ。



第90圖 浸蝕を軽減する段々



第91圖 山腹の流下渠



第92圖 雨水流下の二態

をなすことである。特に強雨の時に多い。ホールトン氏によれば其の波間は3乃至6ft程度が多い。かゝる波状の雨水は停滞してはドーツと流れ

雨の強さと浸蝕との關係もマスグレーブ氏の研究中に述べたことがあるから、それを参照するに止め、茲には再説しない。

土質が浸蝕に大關係あることも當然で、一般に多少の勾配ある地面では細砂地が最も浸蝕され易く粘土質は浸蝕が少い。ロームは其の中間に位する。但し全くの平坦地では寧ろ砂は其の重みの爲に浸蝕少く、ロームが崩れ易い上に微粒の粘土分をも含むがためそれを洗ひ去られて浸蝕が最も多くなる。

最後に一言注意して置きたいことは、急勾配の地面を流るゝ雨水は往々第92圖(b)の様に波状



るから、雨蝕の作用を一層甚だしからしめ、浸蝕問題には看過出来ないのである。かく雨水波 (Rain wave) の発生するのは、貯溜量  $\delta$  の小なる間は準定常的に静に流れるけれども、相当大なる  $\delta$  になれば流速も擾亂波状になるものと考へられる。而してそれが斜面の上端近くから始まるのは勾配が頗る大なる場合に限り、勾配が左程でない斜面では其の流程が充分長い下端にしか起り得ないことをホールトン<sup>1)</sup>は推論して居る。

**2.5 河底浸蝕の理論** 既に掃流砂量  $G$ 、浮流砂泥量  $S$  を知れば二断面に於けるそれ等の差  $d(S+G)$ 、或は単位河長につきての  $d(S+G)/dx$  を計算して、それが正ならば洗掘が行はれ、負ならば堆積しつつあることを知るのである。尤も掃流量は一般浮流物質に比して少なく、特に下流平坦部の堆積區域に於ては  $G$  を  $S$  に比して省略しても大差ないから、左様な場合には  $S$  のみの増減によつて河底が漸次堆積と洗掘の何れを受けつつありやを推定してよいであらう。

次に洗掘問題の一例として、川が湖より發源したり或は岩盤地區を流下し來つて、或地點(そこを  $x=0$  とする)までは全くの清流であるものが、それより沖積地を流れて漸次河底を洗掘し濁流となる場合に對する著者の解を掲げよう。川は一定速度  $v$  を以て等流をなして居るとし、浮泥の濃度を  $m$ 、沈降速度を  $w_0$ 、擾亂交換係数を  $\eta$  (一定と假定する)、河の方向を  $x$ 、河底よりの高さを  $z$  にて表はせば、浮泥の定常状態に於ける基本微分方程式は既述の如く

$$v \frac{\partial m}{\partial x} = \eta \frac{\partial^2 m}{\partial z^2} + w_0 \frac{\partial m}{\partial z} \quad (2.1)$$

而して限界條件は

$$\text{水面條件} \quad z=h \text{ にて } \eta \frac{\partial m}{\partial z} + w_0 m = 0 \quad (2.2)$$

$$\text{河底條件} \quad z=0 \text{ にて } m = m_0 \quad (2.3)$$

$$\text{起點條件} \quad x=0 \text{ にて } m = 0 \quad (2.4)$$

茲に  $m_0$  は河底物質の如何によつて定まる定數である。

之を解くには  $m$  を二部分に分ち、一は  $z$  のみの函数で  $x$  には無關係な  $m_1$  と、他は  $x$  及び  $z$  の函数  $m_2$  とし

$$m = m_1(x) - m_2(x, z) \quad (2.5)$$

と置き且つ  $m_1$  は

$$\text{基本式} \quad 0 = \eta \frac{\partial^2 m_1}{\partial z^2} + w_0 \frac{\partial m_1}{\partial z} \quad (2.1a)$$

$$\text{水面條件} \quad \left| \eta \frac{\partial m_1}{\partial z} + w_0 m_1 \right|_{z=h} = 0 \quad (2.2a)$$

$$\text{河底條件} \quad |m_1|_{z=0} = m_0 \quad (2.3a)$$

の如きものであり、又  $m_2$  は

$$\text{基本式} \quad v \frac{\partial m_2}{\partial x} = \eta \frac{\partial^2 m_2}{\partial z^2} + w_0 \frac{\partial m_2}{\partial z} \quad (2.1b)$$

$$\text{水面條件} \quad \left| \eta \frac{\partial m_2}{\partial z} + w_0 m_2 \right|_{z=h} = 0 \quad (2.2b)$$

$$\text{河底條件} \quad |m_2|_{z=0} = 0 \quad (2.3b)$$

$$\text{起點條件} \quad |m_2|_{x=0} = m_1 \quad (2.4b)$$

の如きものとすれば、(2.5) 式の  $m = m_1 - m_2$  が (2.1) (2.2) (2.3) (2.4) の總てを満足する所要の解なることが分る。

然るに  $m_1$  は第1節で解いた浮泥の垂直分布問題と全く同じで

$$m_1 = m_0 e^{-\frac{w_0 z}{\eta}} \quad (2.6)$$

なること明かである。

次に  $m_2$  を求むるため、(2.1b) を見ると  $x$  で微分しても  $z$  で一回乃至二回微分しても同じ形になるべきであるから

$$m_2 = A e^{-\alpha x + \gamma z} \quad (2.7)$$

の様に假定し、 $\alpha$  と  $\gamma$  との關係を見れば

$$\eta \gamma^2 + w_0 \gamma + \alpha v = 0$$

$$\therefore \gamma = \frac{-w_0}{2\eta} \pm \frac{1}{2\eta} \sqrt{w_0^2 - 4\eta \alpha v}$$

の如きものでなくてはならぬ。依て今  $\alpha$  は實數で而も、 $\sqrt{w_0^2 - 4\eta \alpha v}$  が虚數になる様なものを採用することにし、従つて

$$\gamma = -\frac{w_0}{2\eta} \pm i\beta \quad (2.8)$$



但し

$$\beta^2 = \frac{\alpha v}{\eta} - \frac{w_0^2}{4\eta^2} > 0$$

$$\therefore \alpha = \frac{\eta}{v} \left( \beta^2 + \frac{w_0^2}{4\eta^2} \right) \quad (2.9)$$

の様な  $\beta, \alpha$  を使へば (2.7) (2.8) (2.9) より

$$m_2 = e^{-\alpha z} e^{-\frac{w_0 z}{2\eta}} (A \sin \beta z + B \cos \beta z) \quad (2.10)$$

が (2.1b) を満足することは明である。

然るに河底条件 (2.3b) を満足せしむるため、 $B=0$

$$\therefore m_2 = A e^{-\alpha z} e^{-\frac{w_0 z}{2\eta}} \sin \beta z \quad (2.11)$$

次に水面条件 (2.2b) を満足する爲には

$$\eta \left[ -\frac{w_0}{2\eta} \sin \beta h + \beta \cos \beta h \right] + w_0 \sin \beta h = 0$$

或は

$$\frac{w_0}{2} \sin \beta h + \eta \beta \cos \beta h = 0$$

$$\therefore \tan \beta h = -2\eta \beta / w_0 \quad (2.12)$$

なる如き  $\beta$  でなくてはならぬ。然るに (2.12) を満足する  $\beta$  は無数にあつて

$\left(n - \frac{1}{2}\right) \frac{\pi}{h}$  と  $n \frac{\pi}{h}$  の間に存在する。こゝに  $n=1, 2, 3, \dots$

それ等を  $\beta_1, \beta_2, \dots, \beta_n, \dots$  にて表はせば、(2.9) の  $\alpha$  式を参考し

$$m_2 = e^{-\frac{w_0 z}{4\eta v}} e^{-\frac{w_0 z}{2\eta}} \sum_{n=1}^{\infty} A_n e^{-\frac{\eta}{v} \beta_n^2 z} \sin \beta_n z \quad (2.13)$$

でも (2.1b) (2.2b) (2.3b) を満足する。

次に起點条件 (2.4b) を満足せしむるには

$$\{m_2\}_{z=0} = e^{-\frac{w_0 z}{2\eta}} \sum A_n \sin \beta_n z = m_1 = m_0 e^{-\frac{w_0 z}{\eta}}$$

即ち

$$\sum A_n \sin \beta_n z = m_0 e^{-\frac{w_0 z}{2\eta}} \quad (2.14)$$

之は  $\beta$  が (2.12) の如きものであるためフーリエ正弦級数と全く同一ではないが、然し類似の方法で (2.14) に適する  $A_n$  を求め得る。即ち (2.12) を満足する  $\beta_m, \beta_n$  では

$$\begin{aligned} \int_0^h \sin \beta_m z \sin \beta_n z dz &= \frac{1}{2} \left[ \frac{\sin(\beta_m - \beta_n)z}{\beta_m - \beta_n} - \frac{\sin(\beta_m + \beta_n)z}{\beta_m + \beta_n} \right]_0^h \\ &= \frac{\cos \beta_m h \cos \beta_n h}{2} \left[ \frac{\tan \beta_m h - \tan \beta_n h}{\beta_m - \beta_n} - \frac{\tan \beta_m h + \tan \beta_n h}{\beta_m + \beta_n} \right] \\ &= \frac{\cos \beta_m h \cos \beta_n h}{2} \times \frac{2\eta}{w_0} \left[ \frac{-\beta_m + \beta_n}{\beta_m - \beta_n} - \frac{-\beta_m - \beta_n}{\beta_m + \beta_n} \right] = 0 \end{aligned}$$

又

$$\begin{aligned} \int_0^h \sin^2 \beta_n z dz &= \frac{1}{2} \left[ z - \frac{\sin 2\beta_n z}{2\beta_n} \right]_0^h = \frac{h}{2} - \frac{\sin 2\beta_n h}{4\beta_n} \\ &= \frac{h}{2} - \frac{\sin \beta_n h \cos \beta_n h}{2\beta_n} = \frac{h}{2} + \frac{\eta w_0}{\sqrt{w_0^2 + 4\eta^2 \beta_n^2}} \end{aligned}$$

なる性質がある。故に (2.14) を満足する  $A_n$  を定むるには、兩邊に  $\sin \beta_n z$  をかけて  $z=0$  より  $z=h$  まで積分すればよい。さすれば右邊は

$$\begin{aligned} m_0 \int_0^h e^{-\frac{w_0 z}{2\eta}} \sin \beta_n z dz &= m_0 \left[ \frac{e^{-\frac{w_0 z}{2\eta}} \left( -\frac{w_0}{2\eta} \sin \beta_n z - \beta_n \cos \beta_n z \right)}{(w_0/\eta)^2 + \beta_n^2} \right]_0^h \\ &= \frac{m_0}{(w_0/\eta)^2 + \beta_n^2} \left[ -e^{-\frac{w_0 h}{2\eta}} \cos \beta_n h \left( \beta_n + \frac{w_0}{2\eta} \tan \beta_n h \right) + \beta_n \right] \\ &= \frac{m_0 \beta_n}{(w_0/\eta)^2 + \beta_n^2} = A_n \int_0^h \sin^2 \beta_n z dz \\ \therefore A_n &= m_0 \frac{2\beta_n \sqrt{(w_0/\eta)^2 + 4\beta_n^2}}{[h \sqrt{(w_0/\eta)^2 + 4\beta_n^2} + 2w_0] [(w_0/\eta)^2 + \beta_n^2]} = m_0 A_n' \quad (2.15) \end{aligned}$$

之を (2.13) 式に代入し

$$m_2 = m_0 e^{-\frac{w_0 z}{4\eta v}} e^{-\frac{w_0 z}{2\eta}} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2\beta_n \sqrt{(w_0/\eta)^2 + 4\beta_n^2}}{[2w_0 + h \sqrt{(w_0/\eta)^2 + 4\beta_n^2}] [\beta_n^2 + (w_0/\eta)^2]} e^{-\frac{\eta}{v} \beta_n^2 z} \sin \beta_n z \quad (2.16)$$

故に  $m$  は

$$m = m_1 - m_2 = m_0 e^{-\frac{w_0 z}{2\eta}} \left\{ e^{-\frac{w_0 z}{2\eta}} - e^{-\frac{w_0 z}{4\eta v}} \sum_{n=1}^{\infty} A_n' e^{-\frac{\eta}{v} \beta_n^2 z} \sin \beta_n z \right\} \quad (2.17)$$

既に  $m$  が分れば某断面を浮流する砂泥量は単位時間単位幅につき

$$S = v \int_0^h m dz = v \int_0^h m_1 dz - v \int_0^h m_2 dz = S_1 - S_2 \quad (2.18)$$

但し

$$S_1 = v \int_0^h m_1 dz = v m_0 \int_0^h e^{-\frac{w_0 z}{\eta}} dz = v m_0 \frac{\eta}{w_0} \left( 1 - e^{-\frac{w_0}{\eta} h} \right) \quad (2.19)$$



$$\begin{aligned}
 S_2 &= v \int_0^h m_2 dz = v m_0 \sum \frac{A_n' e^{-\alpha z}}{(w_0/\eta)^2 + \beta_n^2} \left| e^{-\frac{w_0}{2\eta} z} \left( \frac{w_0}{2\eta} \sin \beta_n z + \beta_n \cos \beta_n z \right) \right|_h^0 \\
 &= v m_0 \sum \frac{A_n' e^{-\alpha z}}{(w_0/\eta)^2 + \beta_n^2} \left\{ \beta_n e^{-\frac{w_0}{2\eta} h} \left( \frac{w_0}{2\eta} \sin \beta_n h + \beta_n \cos \beta_n h \right) \right\} \\
 &= v m_0 \sum A_n' e^{-\alpha z} \frac{\beta_n}{(w_0/\eta)^2 + \beta_n^2} \quad (2.20)
 \end{aligned}$$

また河底単位面積より単位時間に洗掘される量は

$$\frac{\partial S}{\partial x} = - \left| \eta \frac{\partial m}{\partial z} + w_0 m \right|_{z=0}$$

の何れを計算してもよい。即ち

$$\text{河底単位面積當り洗掘速度} = m_0 \eta e^{-\frac{w_0}{2\eta} z} \sum A_n' \beta_n e^{-\frac{\eta}{v} \beta_n^2 z} \quad (2.21)$$

之を以て之を見れば、洗掘量は河の流速が大で底質が細粒 ( $w_0$  小) なるほど多く、また河が浅く ( $\beta$  大)、流速  $v$  が小で底質が粗粒 ( $w_0$  大) なるほど近距離に於て洗掘は激減し  $m_2$  も微小となり、間もなく  $m$  は  $m_1$  なる値を取るやうになることが分る。

以上は河の底質が到る處同一で  $m_0$  を一定とした議論であるが、若し然らずして  $m_0$  が  $x$  の函数  $m_0(x)$  なる場合でも、「デュハメル・野満」定理を應用すれば (2.17) 式より直ちに所要の解を求め得る。即ち (2.14) を参考にして (2.17) 式を書き直すと、 $m_0 = \text{Const.}$  の場合は

$$m = m_0 e^{-\frac{w_0}{2\eta} z} \sum \alpha A_n' \sin \beta_n z \int_0^z e^{-\alpha x} dx \quad (2.17')$$

而して、 $m$  と  $m_0$  は式 (2.1) (2.2) (2.3) (2.4) によれば著者の所謂 additive な量であるから、 $m_0 = m_0(x)$  なる場合の  $m$  は

$$m = e^{-\frac{w_0}{2\eta} z} \sum \alpha^2 A_n' \sin \beta_n z \int_x^0 m_0(\xi) e^{-\alpha(\xi-x)} d\xi \quad (2.17'')$$

にて與へられるのである。

**2.6 浸蝕の基準面** 河の浸蝕 (雨蝕をも含めて) が如何に進んでも海面より低くすることは出来ない。此の意味に於て海を浸蝕作用の基準面 (Base level) といふ。湖に入る川では湖面を、支流にとつては其の流入點に於ける本流の水面を、一時的の基準面と考へてもよいが、然し湖はやがては消滅す

べき運命であり、本流の河底も遂には大いに變化するので、窮極の基準面はやはり海面である。河底が基準面に近くなるほど、浸蝕力は減退することいふまでもない。支川の浸蝕基準面は一時的にせよ本川水面であるから、本川の浸蝕が迅速なればなるほど支川の浸蝕も速い。

### 第3節 堆積作用

**3.1 堆積** 河流が運搬し得る石礫砂泥は、夫々流速によつて粒の大きさがきまつて居る許りでなく、其の量にも限度のあることは既述の通りである。それで流れの遅い處に來れば、今まで運んで來たものでも、其の大きさに於て或は其の分量に於て持ちきれない部分が出来。其の持ちきれないものは當然沈澱堆積 (Deposition) する外はない。又流速は不變でも、蒸發や地下滲漏の爲に水量が減少すれば、運搬土砂の一部を放棄沈澱せざるを得ない。

かくて『流速或は水量の減する處、それに應じて多少の沈澱を見る』は堆積の大原則である。例へば山地から俄に平野に出る處、中流以下の河道彎曲部の凸岸、悠々たる下流の河底、其の沿岸地、河口の海中等には常に堆積が行はれ、特殊の景觀を呈する。

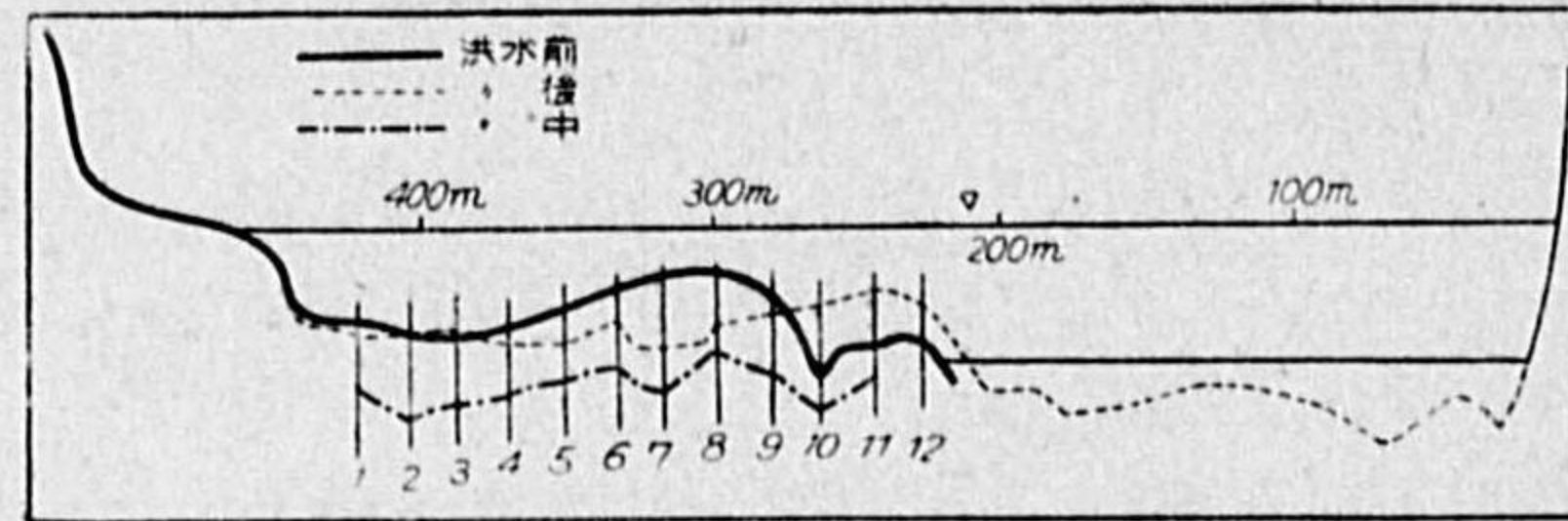
一般に川の上流は、浸蝕によつて作られる運搬物の量よりも遙かに運搬力が大きく餘裕綽々であるから、堆積は起らないで浸蝕による地形のみが現れる。之に反し下流では、大抵運搬能力以上に砂泥を有し、所謂 **負荷過大** (Overburden) になり易い。其の過剰の分は早晚沈澱すべき運命のもので、又事實沈澱しつつあるのである。其の中間の某所では、運搬力と運搬物質の量とが釣合つて過不足なく、爲に垂直には浸蝕も堆積も進まない。此の状態を河の **平衡状態** (Graded condition) といひ、其の勾配を **平衡勾配** (Grade) といふ。中流部は之に近い。平衡状態に達した部分は垂直洗掘は止まつて深くはならぬが兩岸の側方洗掘のため河幅は廣くなり得る。

又洪水中は水量及び流速の激増によつて運搬力亦激増し洗掘が盛んに行はれるけれども、其の減水期に於て再び堆積により埋戻され、洪水終了後に



まで残る河底の洗掘量は比較的僅少となる。此の點に關し伊藤剛氏の利根川に於ける研究は頗る興味深いものがある。氏は數年間に亘る河床の變化を圖示して居るが其の内一洪水中の前後と洪水最中との河床變化だけを第

98圖に轉載する。洪水前後の河床は普通の方法で直ちに測量が出来るが、洪水最中の河底位置を定めるには、横斷線上多數の地點に豫め赤



第 98 圖

分深く竹柱を打込み之に約 10 cm 程の鐵輪をはめ置く。洪水後竹柱の根を掘り鐵輪を掘出し其の位置を以て洪水中の河底と見做すのである。第98圖によると洪水最中には著しく河底が掘下げられるけれども、減水期に至り再び大部分は砂礫沈澱して略々舊態に復するものであることが明確に分かる。その他、氏は洪水中の浮遊砂泥量をも測定して流量の増減に伴ひ變化する模様を示し、又橋脚前後に於ける水位が洪水中は著しく異なる模様をも數量的に示して居る。

**3.2 平衡河川** 河の上下流二地點に於て掃流及び浮流物質の量が違つて居れば、其の間に土砂が堆積若くは洗掘されて居なければならぬ。若し上流地點の方が下流地點よりも流砂量が多いならば、兩地點間の河底には漸次土砂の堆積があつて河底は高まりつゝあるし、反對に下流の方が多ければ、河底は洗掘を受けて次第に深くなりつゝあることを示す。而して河底が浅くも深くもならぬ所謂平衡状態といふのは、何も絶對的に洗掘も堆積も起らぬのではなく、只其の兩作用が釣合つて運搬土砂其のものは交代しても結局運搬土砂量に於ては上下流とも相等しきことに外ならぬ。

かゝる河の平衡を規定する要素は、一方で水量従つて水深と流速或は勾配他方で流砂の量と粒の大きさが主要なもので、それ等の間に一定の關係を保持すべきは想像に難くない。即ち平衡河川は土砂の粒徑と量に應じて適當な水深と勾配を形成するであらう。

先づ實地觀察の結果より述べんに、從來地質學者の間には「平衡河川の勾配は其の運ぶべき土砂量に比例し、平均粒徑に比例し、水量に反比例す」と云はれて居る。勿論茲に比例または反比例といつても地質學者の言葉であり直觀的觀察に基づくものであるから、眞に數學上の比例または反比例といふわけではなく、一方が増大すれば他方も増大するのを比例と稱し、一方の増大が他方の減少となるのを反比例と稱したにすぎない定性的の意味に解すべきである。

それを數量的に實地調査した最初の人にはケンネデー (KENNEDY) 氏で、印度の多數の運河につき研究した結果、河底土砂の平均粒徑  $d$  と平衡流速  $v$  との間には

$$v = Kd^{0.64}$$

なる關係の存することを示した。之にシェーゲー法則を使つて流速を出し前式に代入すれば勾配  $I$  は

$$I = K' \frac{d^{1.28}}{R}, \quad R = \text{均深}$$

となる筈である。

次に然らば理論的に考へると平衡河川の條件は如何になるべきか。從來本問題を理論的に取扱つたものに二種類ある。一派は掃流物質の方面より之を論じ、他は浮流物質に重點を置いて立論する。

(1) **掃流物質による平衡條件** 上流地域特に急勾配の山間溪流では、掃流物質が最も重要であるから、それに重點を置いて平衡を論じても餘り無理ではあるまい。従つて溪流工學者などは殆んど此の派に屬する。

此の種の最も簡単な理論式は溪流工學に採用されて居るもので、第1節第三項の各個運搬の(1.2)式に水の比重を1とした

$$v^2 = \frac{\mu(\rho_s - 1)d}{0.076}, \quad v = \text{流速}$$

と、シェーゲー法則

$$v = CV\sqrt{RI}$$

とを組合はせ、係數を適當に整理して



$$I = \frac{(\rho_s - 1)d}{0.1C^2R} \quad (3.1)$$

を得る。之によつて溪床物質の粒徑  $d$  に應じ溪床勾配  $I$  を定め、溪流工事を施行するのである。尙ほ伊太利のグレンチー (C. VALENTINI) 氏によると (3.1) 式の  $d/R$  に乗すべき係数は或地方では大體一定で、伊太利74の山岳川では平均

$$I = 0.093 \frac{d}{R} \quad (3.1')$$

だといふ。之では  $v$  は粒徑  $d$  の平方根に比例する譯である。

尤も洪水時の平衡勾配は平水時のそれより幾分大なるべきにより、特に洪水勾配 (Ueberflutungsgefälle) と稱し、溪流工事には前式に多少の安全率を附するのが例である。

以上は砂礫が個々別々に流壓を受ける様に考へた所謂各個運搬の法則を使用せる舊式理論で、實際の底質移動はそいふものでなく、寧ろ掃流力によつて連帶的に一所になつて掃流されるのである。故にストラウブ氏は各個運搬の代りに掃流理論を利用して新平衡論を組立てた。

第1節第四項末尾の掃流砂量公式に於て、限界流速  $v_c$  は微少であるから實際の流速  $v$  に比し切捨て

$$v = \left( \frac{GC^4}{\psi Q} \right)^{\frac{1}{3}} d^{\frac{5}{9}}$$

平衡状態にありては  $\frac{G}{Q}$  は上下流とも一定でなければならぬから、上式は結局

$$v = Kd^{0.56} \quad \text{但し} \quad K = \left( \frac{G}{Q\psi} \right)^{\frac{1}{3}} C^{\frac{4}{3}} \quad (3.2)$$

常數  $K$  は河により多少異なるも、 $v$  を ft/sec,  $d$  を ft で測れば、實際の河川に徴するに  $K=0.7 \sim 1.2$  程度のものであるといふ。(3.1), (3.2) 式ともにケネデー氏の實驗式と多少異なるけれど、大體に於てその理論づけになつて居るといつてよい。其の内でも (3.2) の方が (3.1) よりも一層實驗式に近い。

(2) 浮流物質による平衡條件 河川の下流其の他揚子江、黄河の如く河底物質が微粒の場合には、何としても浮流物質に重點を置かねばならぬ。

ルベイ氏は第1節第7項に述べた如くエネルギー不減則によつて浮流砂

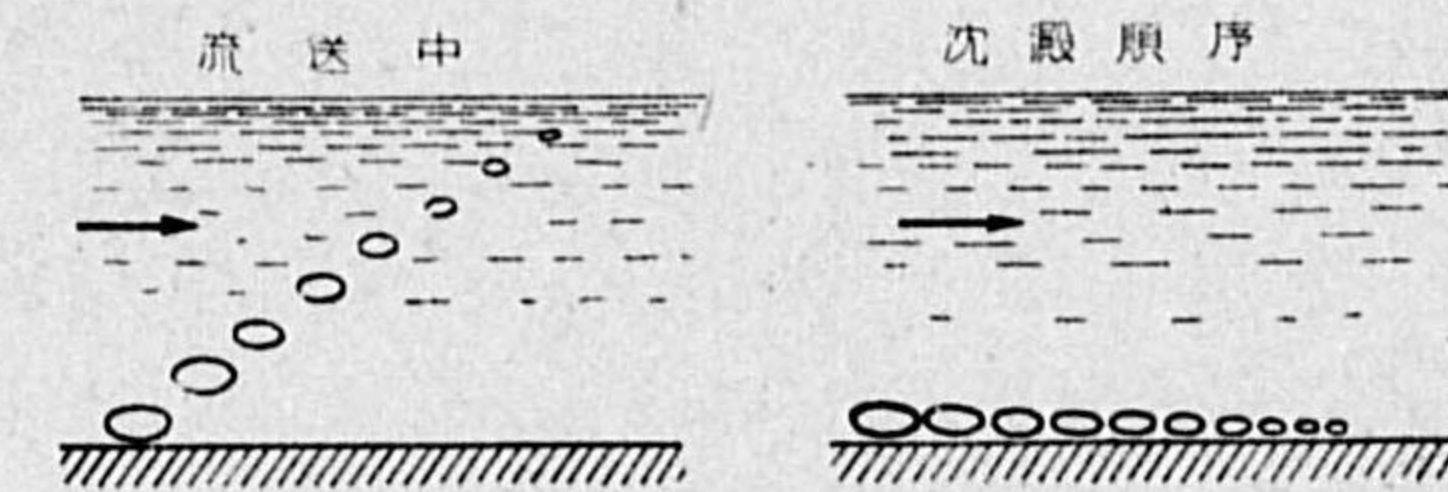
量の式 (流水の比重を1とし)

$$R^{\frac{1}{2}} I^{\frac{2}{3}} = \frac{(\rho_s - 1)/\rho_s}{C(1 - kC^2/g)} \frac{G}{Q} w_s \quad (3.3)$$

を得た。而も之は水量も濁度も上下流不變として導いたのであるから、結局平衡條件を與ふるものである。之によると、浮流砂量  $G$  が多い程、また沈降速度  $w_s$  従つて粒徑が大なるほど河の平衡勾配は大なるを要し、水量  $Q$  及び水深  $R$  が小なるほど平衡勾配は小なるべきことを示し、前掲地質學者の所見を裏書する。

3.3 水篩作用 流れの速さに應じて其の運び得る粒の大きさが決るので、河の石礫砂泥は、其の大きさと重さによつて、恰度篩にでもかけられた様に、略ぼ同じもの同士が別々に選り分けられ、泥は泥、砂は砂、礫は礫といふ様に別れ別れに堆積する傾きがある。之を水篩作用 (Selective action) といふ。

流送中  
粒は河床を最も徐々に流され、稍々重いものは床上稍々高きところまでも浮きて速く運ばれ、最も細微なる土泥は表面までも浮き上り且つ



第94圖 水篩作用

最も速く流される。而して流速減じ沈澱する際には、重く大なるものより始め、漸次輕小なるものが下流に至つて後に沈積する。従つてこの關係を概念的に圖示すれば第94圖の様になるのは誰でも知つて居るが、實際に粒の大きさを測つて上流から下流へ行くに従ひ砂礫の大きさが漸減する模様を見た實例を二つばかり掲げよう。ステルンベルグ (STERNBERG) がライン河のバーゼル以下で調査した結果は第74表の通りである。

第74表 ライン河の流程と礫の大きさ

位置 (バーゼルより距離, km)	0.7	29	56	91	140	180	262
最大礫の重さ (kg)	5.9	4.8	2.9	2.3	1.5	1.0	0.10



又ホーヘンブルゲル (HOCHENBURGER) が Mur 河で調べたのは

第 75 表 ムール河の流程と礫の大きさ

位置 (Graz よりの距離, km)	0	10	26	43	56	71	83	101	112	120
粒の平均体積 (立方 cm)	224	184	132	117	81	60	50	33	37	21

而して粒径のかゝる遞減に關しステルンベルグ氏は一の理論を提出した。氏は「粒の重さの減小は流下距離内に河底の摩擦によつて成される仕事に比例す」と假定し、 $P$  を粒の重さ、 $\varphi$  を固體面の摩擦係數、 $x$  を流程、 $c$  を比例常數として微分方程式

$$-dP=c(\varphi P dx) \quad (3.4)$$

を作り、之を積分して

$$P=P_0 e^{-c\varphi x} = P_0 e^{-ax} \quad (3.5)$$

従つて粒径は

$$d=d_0 e^{-\frac{1}{3}ax} \quad (3.6)$$

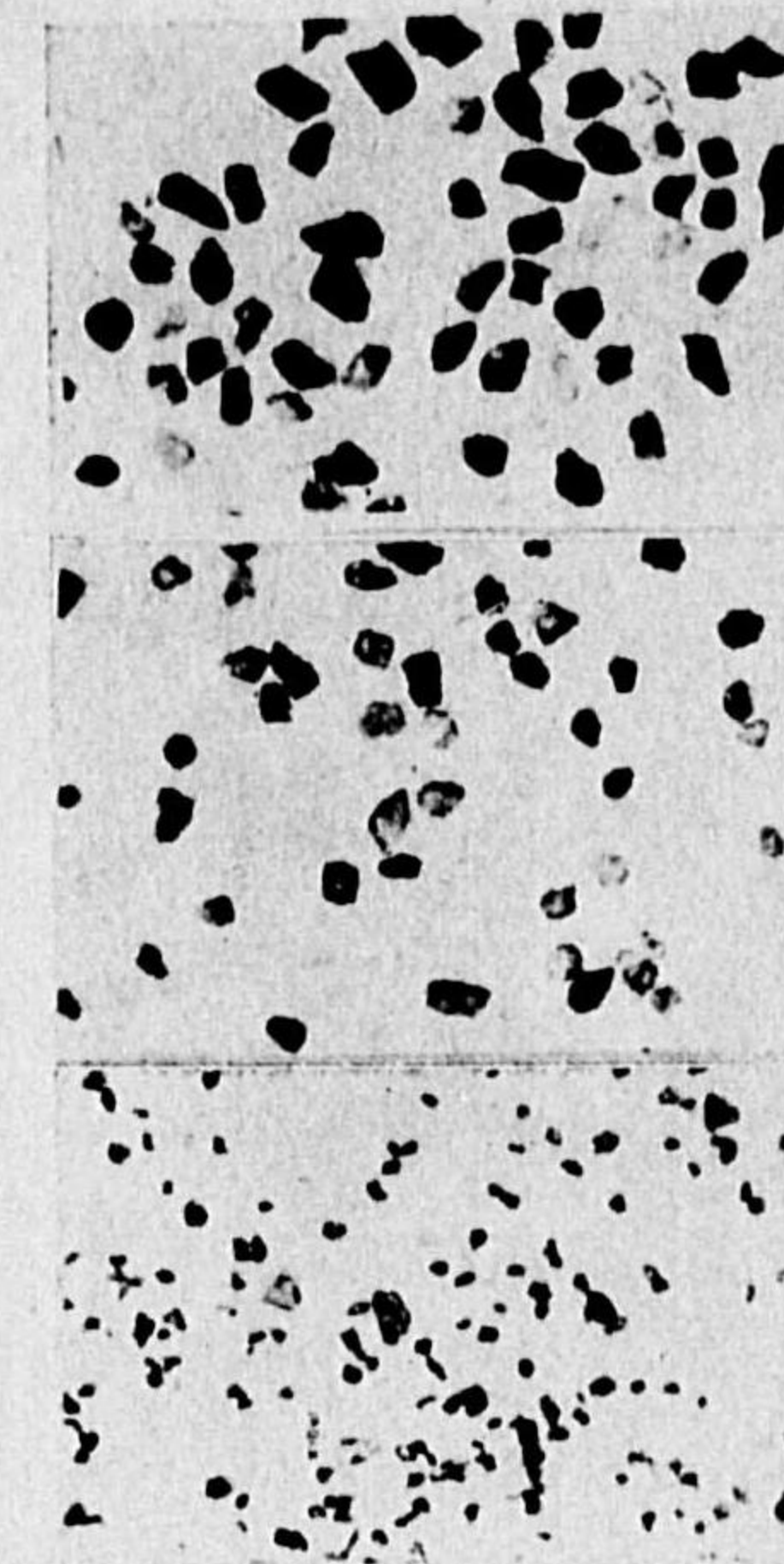
を得た。茲に  $P_0, d_0$  は起點に於ける粒の重さと直徑で、 $a=c\varphi$  は川石の磨耗係數 (Coefficient of abration) と名づけられる。

(3.5) 式はステルンベルグ法則と稱せられ、川石の重さは流下距離の指數函数的に遞減することになる。而してショックリッチ (SCHOCKLITSCH) 氏はこの式の成立することを多數の川につき實證し、且つ磨耗係數  $a$  の値を種々の岩種につき算定して居る。それによると、 $a$  は勿論岩石の種類のみならず粒の形状によつても變るし、又同一形状同一岩種でも常に一定ではなく粒の流下速度の  $\frac{1}{4}$  乗に比例し且つ下敷になる河底物質の粒徑に比例するといふ。

但し茲に注意して置かねばならぬことが近時發見された。即ち砂礫の粒の小さくなるのは上の様に極々僅かづゝ磨り耗らされる許りでなく往々にして破碎する。特に相當小さくなつて浮き易い程度になつた粒は其のまま浮流されて互に磨り合ふことは少く、寧ろ破碎する機會の方が多い。而も其の碎け方は如何なる大きにでも連續的に割れるものではなく、約そきまつた種々の階段的に違ふ大きに碎ける傾向があるのである。例へば石灰岩の碎け方は相當の大きさの礫と非常に細かい泥とになる傾向が著しい。故にス

テルンベルグの川石磨耗法則は大體の狀況を示すにすぎず、其の間に不連續な階段的差異を示す場合が往々にして存在し得ることを念頭に置かねばならぬ。

普通の人には粒の小さいものほど滑かな眞丸い球狀に近づくと考へ勝であるが、實は仲々さうではなく川のシルトを顯微鏡で見れば案外にも圓みのあるものよりは角張つた粒が多い。例へば第 95 圖は速水博士がつた揚子江淤泥の顯微鏡寫眞である。黄河のシルトや阿蘇黒川の浮泥、小刀を研いだ砥石の磨り粉等を顯微鏡で窺いて見ても大同小異である。之を見ると流水や火山爆發、砥石等の器械的作用による細粒子は磨耗よりは破碎によつて生ずることが明瞭である。



第 95 圖

(上) 揚子江底質 (中) 浮砂 (下) 浮泥

兎も角粒の大きさはかやうに上流から下流へ縦の方向に違ふばかりでなく、また横の方にも變化がある。河の中央には泥は少いが、水の殆んど流れない水際や入り込みには泥が溜るといつた具合である。また砂金や砂鐵が河床や海岸の砂の中で、多く一個所に集まつて居るのも水篩作用の現れである。

3.4 水面勾配の階段性と粒の大きさ 嘗て述べた如く、水面勾配が下流部でも尙且つ往々階段的に變る理由は、茲で説明するのが便利である。

此の現象は、一方で水篩作用の原則たる『一定の流速は河底に沈定すべき砂礫の一定の大きさに對應する』といふこと、他方『岩石の碎け方は如何なる大きにでも連續的に割れるものではなく、凡そきまつた種々の階段的に違ふ大きに碎ける傾向がある』といふ事實、此の二つに因由するのである。即ち、碎粒が不連續な場合には、川の流速従つて水面勾配がそれに應じて階段的に違つた區域に別れる。ローヌ河のリヨン以下では石灰質の粗礫に應ず



る水面勾配 (1/3846) の部分と、細泥に應ずる勾配 (1/4300) の部分との二區に分れ、中間區はない。

**3.5 堆積の速さ** 後に述べる様に三角洲の進出速度などの知られて居る川もあるにはあるが、然し各地で一々さういふ堆積の速さを測ることは容易でない。故に茲では、土砂が海底で沈澱して水成岩を作る速さが、全世界を平均すればどれ程になるものかを述べるに止めよう。

陸面全體の浸蝕の速さが平均千年に 5.6 cm の割であることは既に述べた。これに應ずる物質が絶えず海に流出して居る譯である。そして、其の一部分は海水の鹽分となつて水中に溶けたまゝ残り、或はプランクトンなどに攝取された後、屍殻となつて球形蟲軟泥や硅藻軟泥等の深海沈澱物になるものなどもあるにはあるが、然しそれ等は極めて微量で、陸から運ばれる物質總量の 8% にも及ばぬものと推定される。残りの大部分 92% ほどは、水深 200 m 内外以下の所謂大陸棚區域に沈澱して、水成岩の基を作るのである。然るに大陸棚の面積は陸面の約五分の一であるから、其の上に一樣に前記の運搬物質が散布するとすれば、

$$5.6 \times 0.92 \times 5 = 25.8 \text{ cm}$$

で、水成岩の出來つゝある速さは、大陸棚全體を平均すれば千年に 26 cm 程の割合になる譯である。

#### 第 4 節 土 石 流

以上述べた運搬乃至堆積の作用は普通の河流に就いて論じたのであつて運搬される土砂は多いといつても其の水量に較べると一般に極めて僅かなものである。従つてそれ等の土砂は自分で動くのではなく流水の作用を受けて押し流されるので、其の運搬及び堆積の法則は前述の通りになるのであるが、然し極めて稀には土石の方が却つて水量よりも多い場合もあつて、其の運搬や堆積は前記の法則に従はぬのである。故に本節で此の様な特別例外の場合をも説明し置くの必要を感ずるのである。

**4.1 土石流** 水量よりも土石の量が多く、水が土石を流すのではなくて寧ろ、水を含んだ粥狀の土砂が自分で移動するといふべきものを**土石流** (Murgang) と名づける。我國で俗に**山潮**といふのは先づ之に屬する。また火山の**泥流** (Mud flow) も此の類のものが少くない。

急勾配の山岳地に強雨や融雪による急激な出水があつたり又は山崩れや地這り等の非常事が起つたりして、多量の土砂石礫が一時に溪床に達する場合等にも、水は之を流送



第 96 圖 昭和 13 年 7 月 5 日神戸地方豪雨山崩れによる土石流の跡  
(上) 布引口の埋没家屋 (下) 阪神住吉に流れ出た大岩石

するを得ず、只それ等の土砂が次第に水を含んで重く且つ軟かになり自ら動き出すか、或は其の上流に蓄積停滯した水量の重壓で崩動し始め、土石流となることがある。

我國に於ける土石流で近代の著例は、諸戸博士によると明治 40 年 8 月下旬に起つた山梨縣下のそれである。8 月 23 日から 25 日に亙る暴

雨で殆んど縣下全般に大被害を見たが、各河川の上流地方で實に 8000 箇所以上の崩壊地を生じ崩壊面積約 1000 町歩に及び、それから生じた土砂石礫で諸方に土石流が起つた。土石の押出した區域 6000 町歩にも達し濁流の氾濫した面積は 12000 町歩に及んだ。

又昭和 13 年 7 月 5 日豪雨のため六甲山脈附近に甚だしい山崩れを生じ、土石流となつて神戸及び阪神間に大惨害を生じたことは讀者の記憶に新たなことと思ふ。住吉芦屋あたりには徑數米もある大石塊が押し出して來た。

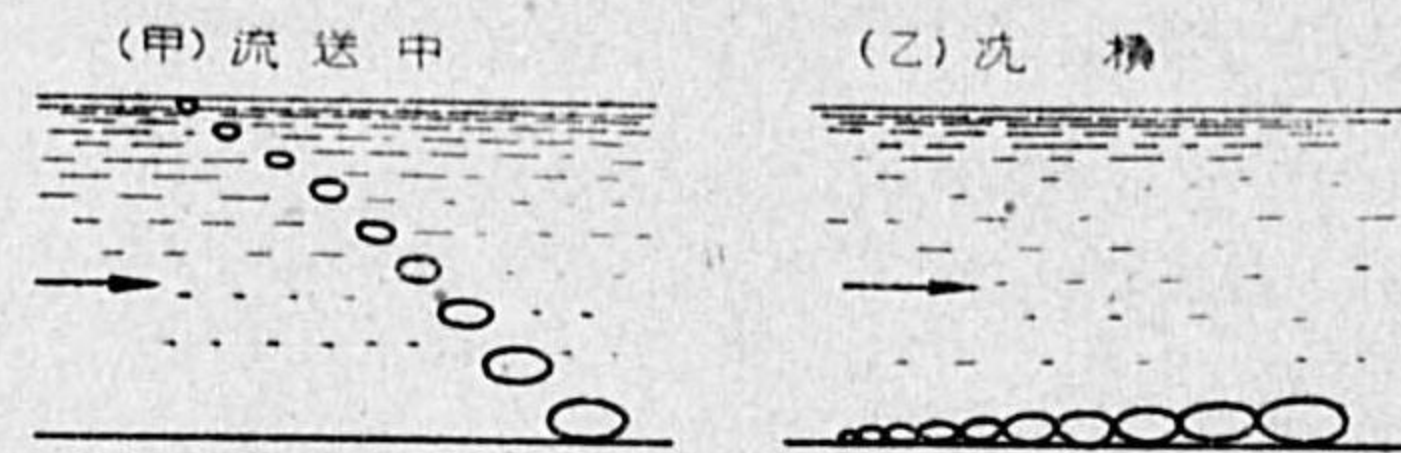


(第96圖参照)

今一つ外國のことであるが、多量の土石が其の上流に蓄積した水量のために壓されて崩動した著例を掲げると、1891年8月チロール州のガンデル溪(Ganderbach)に起つた土石流である。8月17日強雨のため50萬立方メートル以上の土石が18mの高さに堆積したのであるが、それが上流に蓄積する水量のため遂に崩流して鐵道線路600mを破壊し死者48名破壊家屋16軒を生じた。

土石流の現象は地表上に起るばかりでなく、亦地下にも起ることがある。即ち河床の勾配が急で且つ水が地中深く浸入し得るとき、其の下層が粘着力少き軟弱なものであると、その部分のみが往々地中で移動する。ペスタロッヂ(Pestalozzi, K.)氏の掲げた例によると、瑞西のバーゼル市附近ビルシヒ(Birsig)谷に於て橋架けの足場が洪水で破壊され全く砂利中に埋没してしまつた。その主要部が一二年の後300mほど下流の地點で地下3mの深處から掘出されたといふ。即ち、之は土石流が河床の下でも行はれ得ることを示すのである。

4.2 土石流に於ける運搬及び堆積の法則 水量よりも土石の量が多く寧ろ水を含んだ土石が流れ行く所謂土石流では、水の流勢によつて土石が運ばれるのではなく、土石自身が重力によつて動き行くものであることは既述の通りである。此の場合の水は只土石の重量を増し各粒間の粘着力や摩擦を減ずる補助作用を營むに過ぎない。土砂石礫は直接互に錯雜接觸して前方へ徐々に進行し、其の行進の途に當るものは總て之を



第 97 圖

取去つて行く。此の運動は最初は土砂石礫の大小に拘らず平等に始まるけれども、暫くすると大石礫はその甚大なる重量と大なる慣性の爲めに、他のものよりも溪床に最も近く又最も前方へ進み、小粒の土砂は後方に残り且つ上面にある様になり、土石の分類が行はるるのである。此の際或障害のため急に運動が止まると、第97圖(乙)の様に沈積し、普通の河流に於ける沈積とは

反對に大礫は下流に小礫は上流にあることとなる。

かやうな土石流に於ける石礫流送を集合運搬(Massentransport)と稱する。蓋し土石流では土砂は全部接觸連續して集團的に移動するからである。

土石流が前述の方法で土石の沈積をなし水量が土石の量よりも多くなれば、其の後は勿論普通の河川運搬の法則に従ふ様になる。又前項第三例に掲げたビルシヒ谷の場合の如きは、地上では普通の運搬が行はれて居ると同時に、地中深くには目撃することは出来ぬが集合運搬が起つて居たのである。

土石流の運搬堆積に関する理論は未だ何も出来て居ないが、クナップ(R. T. Knapp)氏の考へは茲に紹介して置く價值があると思ふ。氏は普通の河川が如何なる場合に泥流にまで發達し得べきかを砂泥と水との間のエネルギー交換によつて説明しようとする。

先づ砂泥から水に與へらるゝエネルギーを考へる。河の流速を $v$ 、勾配を $I$ 、濁水の比重を $\rho_f$ 、砂泥のみの比重を $\rho_s$ 、其の濃度を $m$ とすると、單位時間に流下する距離は $v$ 、其の垂直落差は $vI$ である。然るに濁水單位體積内の泥量 $m$ が水中で受ける見懸け上の重さは $mg(\rho_s - \rho_f)/\rho_s$ であるから、それが單位時間に費す位置のエネルギーは

$$E_1 = vImg \frac{(\rho_s - \rho_f)}{\rho_s} \quad (4.1)$$

で、之は砂泥から水に與へられるとしてよい。運動エネルギーは既述のルベイ理論に於けると同様、等流河川では變化がないと見られる。

次に水から砂泥が受けるエネルギーは砂泥粒子の沈降を防ぎ懸垂状態に保持するための仕事に等しく、靜水中の沈降速度を $w_0$ とすれば、單位時間に單位體積内の泥砂に就き

$$E_2 = \frac{w_0 mg(\rho_s - \rho_f)}{\rho_s} \quad (4.2)$$

依て粒子の流水へ供與するエネルギーは差引き

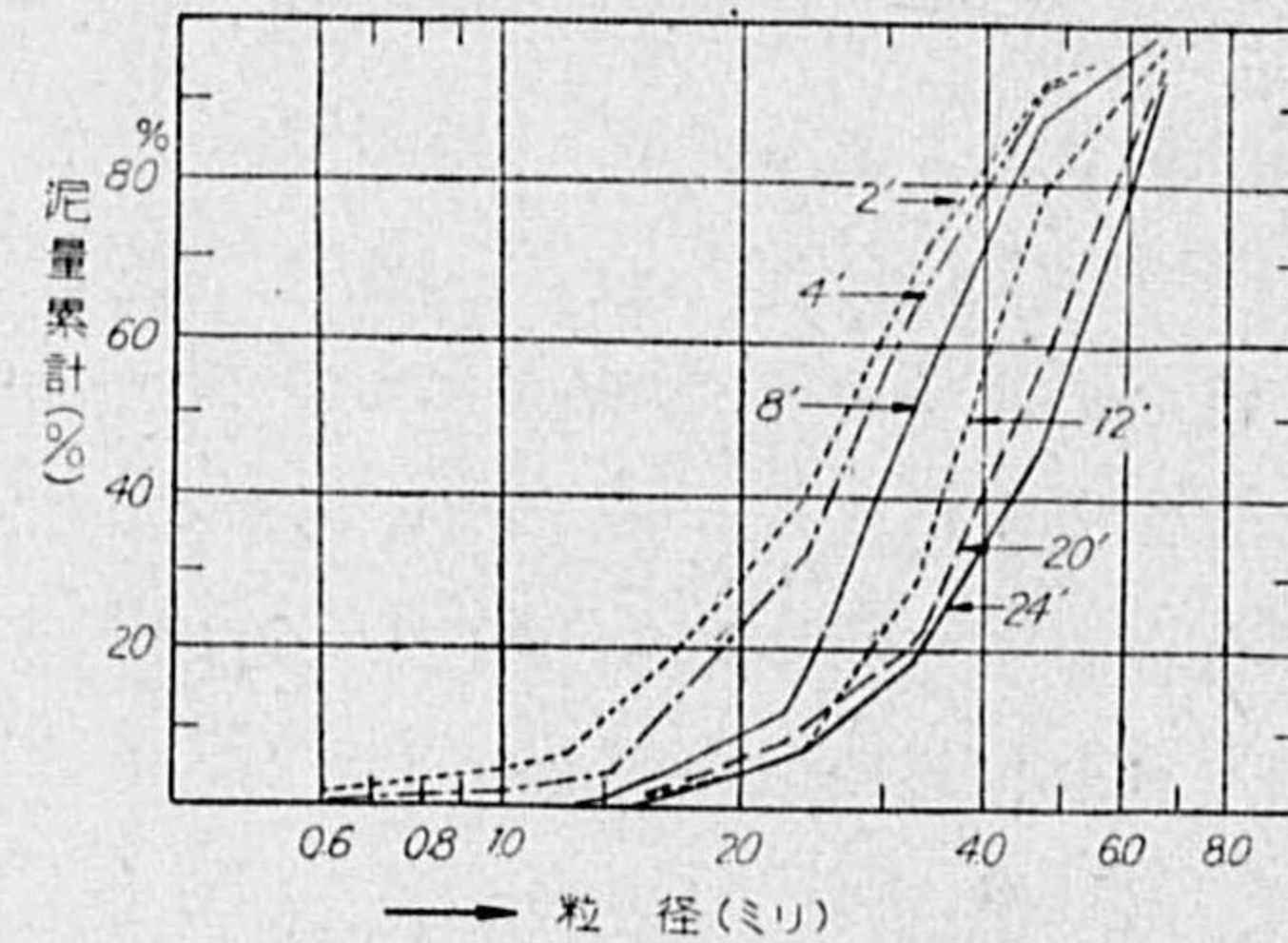
$$E_1 - E_2 = \frac{(vI - w_0)mg(\rho_s - \rho_f)}{\rho_s} \quad (4.3)$$

然して、之が負號( $vI < w_0$ )ならば含砂のために流水のエネルギーは減少するから、流水の含み得る土砂量には限度があり一定濁度以上にはなり得ない。



之に反し  $E_1-E_2$  が正値即ち  $vI > w_0$  ならば流水は砂泥を含むがために益々エネルギーを増加する故、流水の含砂能力を向上し、取るべき砂泥がある限りいくらかでも含砂濃度を増大し所謂土石流にまでも發展し得るわけである。而して之は河の勾配が大でそれに比し底質が細粒 ( $w_0$  小) なるほど起り易い。土石流或は泥流が風化土の厚く發達し且つ急勾配の山腹から起り易いのは其の爲で、昭和13年の神戸地方土石流も本源の山崩れは主として  $40^\circ$  程度の勾配地で、花崗岩風化土の厚きところにあつた。

尙、此の問題に關聯し附記して置きたいのはストラウプ氏の掃流模型實驗である。氏は幅 1ft 長さ 30ft の樋に僅か 2.1% の勾配を與へて水を流し、上流より大小種々の粒の混ざつた混合砂を供給し、下流諸點まで運搬されて來る砂の粒徑分布を測つた。豫定では無論粗粒は上流に多く下流では細粒になると期待したのであるが、實測結果は反對になつた。即ち上流より種々の距離に來た砂粒を分析した結果は、半對



第98圖 ストラウプ實驗結果

數方眼紙に描けば第98圖の様になつたのである。故に氏は「流水による砂礫の配列は一般には粗より細になるけれども、時には逆に上流が細粒で下流に粗粒が來ることもある。如何なる條件下にもその何れとなるかは多數の實驗を行はねば判定出來ない」といつて居る。然し之も結局土石流の集合運搬法則が成立する限度問題に外ならぬから、前記クナップ氏の見解は一つの參考資料になると思はれる。即ち浮流物質でそれが沈澱するとき上流に細粒が下流に粗粒が配列する様になるかならぬかは、 $vI$  が  $w_0$  より大なるか小なるかによるのではあるまいか、記して將來の實驗に俟つ。尤もストラウプ氏の實驗に於ける如き掃流物質に就いては、クナップ氏の理論その儘では適用出來ないから更に研究を要することは勿論である。

4.3 土石流成立の難易 土石流の成立には、第一に其の材料となるべき多量の土砂石礫の生成を準備條件とし、第二にその集合運搬を可能ならしむべき要素の具備を必要條件とする。従つて土石流成立の難易は次の諸項に關係する。

a) 地質 風化し易く崩壊し易く侵蝕され易い岩質の處は然らざる岩質の處よりも當然土石流が起り易く、例へば花崗岩や結晶片岩の處は石灰岩地よりも土石流が多い。又特に輕鬆な土地 (例へば厚き土砂層或は火山灰の山腹)、山崩れ多き土地は最も土石流が多い。

b) 地勢 勾配の急な山岳地方ほど多い。勾配が水を含んだ土砂の自然休止角以下では、土砂流は起り兼ねる。

c) 氣候 暴雨のある處、霖雨續くときなどには山崩れなどで土石流となることが多い。

d) 地被狀態 森林地は禿山よりも勿論土石流が少ない。特に根を深く眞直に入れるもの或は太く遠方に延ばす闊葉樹種は土石流を豫防する力も、土石流に襲はれた際の抵抗力も強いが、根の細い淺い性質の樹種は豫防力も弱く、又一度土石流の襲來を受けて之に抵抗する力も弱い。

## 第5節 河水の温度と結氷

5.1 河川内の水温分布 河川の水溫が上流地と下流地で異なるのは勿論で、各地の氣溫と密接なる關係あることは次項に述べる通りであるが、同一地點に於ては、特に湧水若くは他の支流が這入つて來る場合の外は、上層も下層も又岸に近い處も河の中央も餘り變りがない。上下均一なる事は既にヤスマンドが注意した所で、氏は「流水の温度は湖沼の如き靜水と異なり上層も下層も到る處殆んど同温度である。最大の差でも攝氏  $0.5$  くらゐにすぎない」といつて居る。速水博士が揚子江の南京附近で測つた實例は次表の如くで、ヤスマンドの言を肯定する。

之は當然の話で、河川は湖沼などと違つて、深いものでも  $20\sim 30$  m を出でず



第76表 揚子江の水溫垂直分布

深度 (m)	温 度 (攝氏)		深度 (m)	温 度 (攝氏)		深度 (m)	温 度 (攝氏)	
	年月日 1933-6-5	1933-5-29		1933-6-5	1933-5-29		1933-6-5	1933-5-29
1	24.2	24.3	9	24.0	22.8	17		22.9
2	24.0	23.0	10	23.9	22.8	18		22.8
3	23.8	22.8	11	24.0	23.0	19		22.8
4	23.3	22.8	12	23.9	22.9	20		22.9
5	23.3	22.8	13		22.9			
6	24.0	22.8	14		22.9			
7	23.8	22.7	15		22.8	平均	23.8	22.9
8	23.9	22.6	16		22.8			

普通は數米以下の浅いものである上に、著しい亂流状態にあつて盛んにアウスタウシ作用が行はれ、攪亂混合して居るから殆んど一樣な溫度になるので、數理的にいへば溶流物質又は沈降速度の零なる細泥の垂直分布と同じわけである。

尙ほ水溫が横の方にも殆んど違はぬことは、吾々が阿蘇黒川で測つた次の結果から納得せられる。之は表面水溫を制約するものが氣溫であり、氣溫は河幅くらゐの間どこも同一であるからであらう。

第77表 黒川の水溫觀測 (昭和16年7月20日)(内ノ數)

左岸より距離 底より高(m)	0.2	2	4	6	8	10 (右岸より0.1)
10	—	23.0	23.0	23.0	22.8	23.2
40	—	23.0	23.0	23.0	23.0	23.2
70	—	23.0	23.2	23.0	—	—
表面	23.2	23.0	23.0	23.0	23.0	23.2

5.2 河水溫の時間的變化 河水の溫度は年變化をするし、又多少の日變化を示すのが一般である。外國では相當古くから夫れ等も研究されて居るようであるが、我國で年中毎日系統的に水溫調査をした最初のもは大正12年岡菴氏の大山川上流に試みたものである。毎日7時と14時の2回觀測してあるが、年變化では1月に Min., 8月に Max. を示し、又一日中の變化は大

抵5°以内で其の主原因は氣溫、日照時の相違にあり、次に風速とも關係あることを示した。其の後各地方測候所で河水溫の測定を行ふ様になつたが、個人的にも三澤勝衛氏の千曲川に於ける、朝比奈貞一博士等の信濃川下流に於ける、關和男、久保時夫兩氏の淀川に於ける、上野益三博士の九州南部の諸溪流に於ける、今野義信氏の酢川に於ける、互理信一氏の宗谷川に於ける、吉田重助氏の角館溪水に於ける、武田繁後氏の根尾川に於ける觀測等がある。何れも氣溫との對照を忘れた人はないが、特に最後の武田氏は河水溫を氣溫の外、地溫、井水溫等とも對比して、河水溫は主として氣溫、亞で深さ1~2mの地溫に左右されること多く、大體に於て位相は氣溫に隨伴するに反し、井水溫は深さ3m以下の地溫に左右され、位相は氣溫よりも數ヶ月遅れることを示した。

稍々総合的な河水溫研究としては、須田皖次博士等の研究から述ぶべきであらう。氏は先づ充分の精度をもち而も極めて簡易なる河水溫測定法としてガーゼ15枚を重ねて水銀球を包圍したる棒狀寒暖計を10分以上水中に浸して讀めば±0.1の範圍で觀測出来る事を示し、次で各地測候所の測得した10河川の水溫を整理し氣溫との關係から年變化の狀況により河川の水溫型を上流型、中流型、下流型に分つことを提唱した。實例としては中流型と下流型の2型を掲げて居るが、下流型の特色は(i)水溫が氣溫の最高月8月を中心とする3,4ヶ月を除く外は年中常に氣溫よりも高く、(ii)其兩溫度の差は冬に大で2月に最大となる。之に反し中流型の特色は(i)冬期4-5ヶ月を除く外常に水溫は氣溫よりも低く (ii) 兩溫度の差は夏と冬とでは共に同程度であるが下流型よりも約倍の大きさである。之は河水が下流になるほど多く氣溫の影響を受くるからと解した。

倉茂英次郎氏も其の後の測候所の觀測になる12河川の水溫年變化につき上、中、下流の3型に分類し、且つ上流型は(i)中流型よりも一層水溫が氣溫よりも低い月が多く殆んど年中然りといつてよく、(ii)兩溫度の差も亦中流型より大となることを認めた。次に氏の掲げた12河川水溫年變化と平均氣溫との差を表示して置く。何れも各地測候所の測定に係るものである。

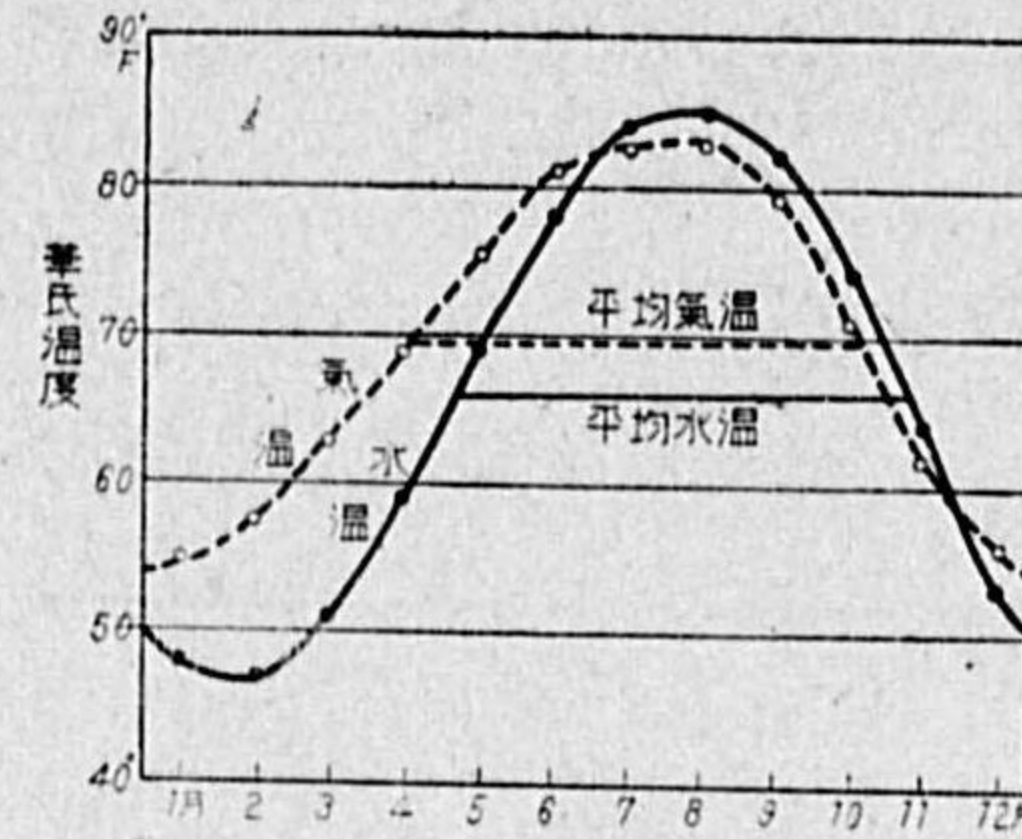


第78表 河水温度年変化 (昭和7年)

河川名	観測候所名	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	年平均
川棚川	長崎	7.9	5.1	7.8	13.1	17.2	21.0	25.3	25.0	21.7	17.6	14.1	13.0	15.7
大淀川	宮崎	10.0	9.9	10.7	14.6	17.3	20.0	23.0	22.7	22.7	17.5	14.4	10.8	16.1
旭川	岡山	5.8	5.4	8.2	12.3	18.7	21.2	25.0	27.3	22.3	17.5	12.3	7.8	15.3
廣瀬川	前橋	4.7	4.7	6.7	8.8	11.3	15.4	19.2	21.2	17.5	13.3	9.1	5.5	11.5
荒川	熊谷	5.4	—	8.6	12.7	17.2	20.2	24.8	24.6	21.5	16.8	11.5	6.2	15.4
荒川	秩父	4.0	4.2	6.6	10.3	16.4	16.6	20.6	23.6	18.4	14.0	9.9	4.7	12.5
鬼怒川	宇都宮	7.0	6.2	7.2	9.8	13.6	16.4	19.5	21.0	17.4	14.6	10.7	7.3	12.6
〃	〃	9.9	9.6	13.3	13.8	18.6	18.9	22.7	23.8	19.7	17.1	13.3	9.9	15.9
裾花川	長野	1.0	0.4	1.7	4.5	9.6	15.8	18.2	21.1	16.8	11.4	6.2	1.4	9.0
千曲川	〃	2.9	3.5	4.8	7.4	12.5	17.4	19.8	23.0	18.5	12.6	7.9	5.2	11.3
犀川	〃	5.3	6.1	6.2	8.3	13.8	17.9	19.1	20.9	16.4	12.8	—	5.7	12.0
北上川	〃	4.1	4.2	6.4	10.3	15.7	18.8	23.5	23.6	18.8	—	10.6	5.1	12.8
最上川	〃	2.9	2.5	4.1	6.9	10.5	16.4	20.8	24.1	19.7	13.5	8.5	4.3	11.1

第79表 水温-平均気温 (+は水が温く感じ、-は冷たく感じる)

月 川名	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
川棚川	+0.4	-0.1	-0.1	+0.3	-0.6	0	-0.7	-1.5	+1.3	+1.3	+2.6	+4.3
大淀川	+1.6	+2.7	+0.7	0	-1.7	-2.4	-4.4	-3.6	-0.8	+0.8	+1.1	+1.1
旭川	+1.8	+2.0	+1.9	+1.0	+1.0	-0.2	-1.9	+0.4	+0.1	+2.1	+1.8	+1.8
廣瀬川	0	+1.9	+1.0	-2.0	-5.6	-3.8	-6.0	-4.2	-3.2	-1.5	-0.6	+0.5
荒川 (秩父)	+1.1	—	+2.9	+1.6	+0.3	+0.7	-0.7	-1.0	+0.4	+1.5	+1.9	+1.4
鬼怒川	+4.0	+4.3	+2.4	-0.1	-3.0	-2.7	-5.4	-4.2	-3.1	-0.1	+2.1	+4.0
裾花川	-0.4	+0.9	-0.4	-3.6	-5.9	-3.4	-5.3	-3.8	-2.9	-1.0	-0.8	-0.4
千曲川	+1.5	+4.0	+2.7	-0.7	-3.0	-1.8	-3.7	-1.9	-1.5	+2.0	+0.9	+3.4
犀川	+1.9	+6.6	+4.1	+0.2	-1.7	-1.3	-4.4	-4.0	-2.3	+0.4	—	+3.9
北上川	+1.6	+3.5	+3.4	+2.0	+2.0	+2.3	+1.6	+0.3	-0.8	—	+1.8	+1.8
最上川	+1.9	+3.1	+1.9	-1.5	-5.1	-2.2	-2.6	-0.5	+0.3	+0.9	+0.1	+2.4



第99圖 ミシシッピー河水温度年変化

尙外國の例としてヒルシ (A. A. HIRSCH) 氏の調査に係るミシシッピー水温年変化は次表及び第96圖の如くで、冬期の最低水温は最低気温より一二月も遅れるが、夏季の最高水温は最高気温より僅々数日遅れるにすぎない。そして暖期の5ヶ月ほどは水温が気温よりも高くなつてゐる。

第80表 ミシシッピー (New Orleansで) 1915~1938年まで24ヶ年平均年変化

月	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	年平均
水温	48°	47	51	59	69	78	84	85	82	74	64	63	66

5.3 河水 河水は酷寒に遭へば往々にして凍るが、然し気温が0°Cになつたからとて必ずしも凍るのではない。否、冬期結氷が始まるのは必ず気温が0°C以下になつた後である。又春季に解氷するのは必ず気温が0°C以上になつた後に限る。でも河水の凍結融解を支配する第一の原因は気温従つて地域の緯度と高度であることに相違ない。が其の外にも流量、流速及び地形の影響も決して少くない。

侯德封氏の黄河志によると、支那事變前の黄河が結氷封河する期日と融解開河する期日とは大體第81表の様なものであつた。

第81表 黄河各地點の凍結状況

地 點 (緯度)	蘭 州 (36°03')	二十四頃地 (40°36')	龍 門 (36°12')	洛 口 (36°50')	利 津 (38°)
封河期日	XII 月中旬	XI 月下旬	XII 月中旬	XII 月下旬	XII 月中旬
開河期日	III 月上旬	III 月下旬	III 月上旬	II 月上旬	II 月中旬
凍結期間	2ヶ月半	3ヶ月半	2ヶ月半	1ヶ月半	2ヶ月



また北支諸川の凍結状況は1918~1931年の間約10冬の平均として華北水利委員会の擧げたものは第82表の通りで、緯度1°北するに従ひ結氷日数が13日宛長くなる割合となる。

第82表 北支諸川凍結状況 (1918~1931年)

河川名	地 點	緯 度	平均封河 期 日	平均開河 期 日	最早封河 期 日	最遅開河 期 日	平均凍 結日数	氷 厚
永定河	三家店	39° 58'	月 日 XII 7	月 日 III 9	月 日 XI 25	月 日 III 18	日 92	cm 32
北運河	通 縣	39° 55'	XII 4	III 2	XI 22	III 9	89	31
大清河	雄 縣	38° 59'	XII 6	II 21	XI 28	III 1	71	27
子牙河	獻 縣	38° 12'	XII 11	II 29	XI 28	III 4	74	19
南運河	臨 清	36° 51'	XII 24	II 13	XII 8	III 21	52	18

尙ほ、支那事變前の下黄河の如く、低緯度より高緯度に向つて流るゝ河では春先の解氷期が下流ほど遅れるので、下流はまだ凍結して居るのに上流は最早や融解する。かくて上流から融けた水と流水とが盛んに流下して来るが、下流の結氷に堰かれるから、當然水位は著しく増高し洪水の氾濫を惹起する。此の種の氾濫を支那では凌汛といつて居る。山東省が此の災厄を受くること最も著しい。侯徳封氏によれば民國22年(西曆1933年)は其の著例で、濟南附近洛口では黄河が2月10日に解氷を始め、凌汛が陽穀では2月9日、濟河洛口では2月10日に起つた。其の他の年でも殆んど毎年同様の現象を見るが、凌汛の最高となる日は第83表の如くで、平均は矢張り2月9日となつて居る。

第83表 洛口の凌汛最高期日

年	民國9	10	11	13	14	15	16	17	18	平均
月 日	II. 29	I. 25	II. 10	II. 2	II. 1	II. 1	II. 12	II. 9	II. 18	II. 9

吉村信吉博士は北支軍多田部隊で蒐集した北支蒙疆各地の多數河川に於ける結氷状況報告を整理して、河岸のみ結氷する期日、流心部だけを残り大部分結氷する期日、全河川の結氷する期日に細分し、其等の分布を明かにし、又最大氷厚の分布圖を作つた。それによると北支平野では氷厚40cmを超えないが、京包線以北の蒙疆河川では氷厚100~130cm、山西省北部80cm、山西省中南部50~60cmになつて居る。

ショスタコウィッチ (SCHOSTAKOWITSCH) 氏によると、酷寒地の河水の厚さは他の條件が同じなら、結氷初期の降雪量に影響され、積雪の薄い時には氷が厚く成長し、降雪が多いと河水の生長は妨げられる。従つてシベリアの内でも雪の少ないトランス・バイカル地方は極北地方と同様に河水の厚さは190~220cmに達するのに、深雪地方の河水は遙に薄く、100cm以下だといふ。蒙疆地方はそれよりずつと低緯度なるに拘らず氷厚100~130cmにもなるのは矢張り雪の少ない爲だと吉村博士は解釋してゐる。

次に村上政嗣氏は松花江のハルビン附近に於ける凍結現象を一層精細に調査研究した。氏によると、毎年11月頃に同地方の氣温が0°Cを通過して下降すれば間もなく水温も0°Cに達し、河水には針狀の微小な氷片が浮ぶ様になるが、未だ河面の凍結までには至らない。只河岸の處々に薄氷が見られる程度である。それ等の河岸や河底に生じた氷が時々破碎して流水が見られる。かゝる際に氣温が更に急降し吹雪を伴ふ様な日が來ると、流水や雪粉を核として河面全體が一時に結氷するに至る。結氷の初めの厚さは大抵10~15cmである。靜穩な状態で凍結する場合には透明な氷となるが、雪粉などを核として生じた場合には白濁色のアイスクリーム狀氷塊となり、而も表面には結氷時の風速に應じて波高及び波長を異にする波紋凸凹を示すことが屢々ある。

かくて日を経るに従ひ氷厚は漸次増加するが、流量従つて水位が低下する爲に、それに伴つて氷盤も中央部に向つて沈下するから、河岸近くには岸に平行な龜裂が生ずる。又橋脚や河中の建造物等に凍結した部分は沈下を妨げられるから、その爲に不規則な龜裂も出来る。龜裂の發生は其の外、氣温



の日々の変化による収縮膨脹の作用や、氷上を交通路として通過する貨物自動車による振動でも惹起される。

春先3月にもなれば気温が上昇して、河岸に沿ふ氷は融け始め、河中の氷面も部分的に融けて表面に凹凸が甚だしくなり、融解氷の供給によつて水位は急激に上昇する。河底氷として河底に固定して居た氷が融けて支へがなくなると、河を横断する方向の龜裂に沿ひ氷盤が分裂し、部分的に移動し始める。かくて解氷の後數日間は流水が續き、終に完全な開河となるのである。

流水は、結氷前のものは小規模であるけれども、解氷後のそれは時に壯觀を呈し、幅130m長さ600mもの大氷盤が悠々と流れることもある。此等の氷塊は互に衝突して或は廻轉しつゝ流下し或は他の氷片に乗せ上げたりする。又其の縁邊を削り取られて圓くなり、縁には氷の切屑が堆積して蓮葉状となるものもある。

最近3冬の経験によれば、結氷前流水開始は11月8~12日、結氷は11月20日~12月2日、解氷は4月1~13日、解氷後流水の終了は4月5~19日であつた。村上學士は更に結氷時毎日の氷厚を河中7點で觀測し、1日に張る氷の厚さを測定したが、初日に10~15cmの氷殻が出来た後は、日々の増厚は區々で、多い日は3cmも増し少い日には殆んど増厚しない。然し大體から云へば其の日の最低気温に比例して生長する。又流速の大なる處は小なる處よりも増厚率が小である。

尙ほ氏は春季解氷開河期日を気温の上昇率と水位の上昇状況から判定豫測する方法を講じた。

現著者野滿は齋藤泰一氏と共に河海結氷の理論式を作つて、上記の侯德封、吉村、村上諸氏の結果が甘く説明されることを示した。

## 第五章 河谷

### 第1節 河谷の大觀

吾等はこれまで主として河水に重點を置いて來たが、之から眼を河谷そのものに轉じて其の性状、相貌を研究しよう。

1.1 河谷の通有性 河谷は(イ)長さが幅よりも遙に長く、(ロ)其の流域は河道に向つて傾いて居ると同時に、(ハ)全體として長さの方向に傾斜して居ることは一般の通性である。其の縦勾配を**河谷の勾配**といひ、一般に河底勾配とは異なる。而して普通の河谷にあつては、其の上端は分水嶺に達し下端は湖海に入る。之を**正常河谷**(Normal valley)といふ。

然し時には例外もあつて、例へば、山麓に分水線があり河の一侧のみが河道に向つて傾斜し、他側は河と反対方向に傾斜しその雨水は川の涵養にならぬ様なものもある。ドイツではかゝる河谷を**開谷**(Offene Täler)といふ。また石灰岩地方には往々河の下流が消失して湖海に達せぬものもある。之を**盲谷**(Blinde Täler)といふ。

1.2 河谷の三區分と其の特徴 河谷は流水の浸蝕、運搬、沈澱の三作用によつて今日の形に變化發達し來つたものであるが、充分に發達した大河では何れも上流、中流、下流の三區に別かれ、夫々著しく趣を異にする。

(1) **上流部**は又**山の區域**(Mountain district)ともいひ、水源に近い勾配の最も急な部分で、従て水量は少いが流勢は甚だ強く、間々急瀬や瀧をなし、總じて河底や兩岸をぐんぐん削り取る**純然たる浸蝕區**である。されば谷は**狭いが頗る深く**、兩岸は山腹そのものが険しい懸崖絶壁となつて迫り、峡谷を作ること屢々ある。河底には角ばつた岩屑粗塊が散在し、水上に突出する大岩塊も少くない。

**流路**は勿論幾度も方向を變へるが、其の變り方は多く**急角的で破線状に近い**。是れ即ち上流部河道の方向轉換は主として岩磐の構造龜裂の如何によ



るからで、中流以下の様に流水自身の規則正しい作用で彎曲するのは趣を異にする。

ドイツ人は山間部の川を山川(Gebirgsfluss)と呼んで居る。我國で溪流或は野溪といふのも同じであらう。

(2) 中流部は又谷の區域(Valley district)ともいひ、勾配は餘程緩かになり、従つて流勢は追々減じ、河底の切り下げも多少あるにはあるが極めて微弱で、而も殆んど洪水時に限る。又一方では今まで運んで來た砂礫の一部を沈澱し、所々淺洲も出來、往々平水面上に露出して川中島を作るに至る。それ等の石礫は最早や何れも角がとれ圓みを帯びて居る。

谷の幅も大分廣くなり、河の兩岸に沿うて洪水の時だけ水の來る平地、所謂氾濫區域が多少とも發達する。河道は其の内に緩かな曲線をなして何度も彎曲する様になるが、然し下流のその様なきついくびれる程の彎曲はない。

要するに中流部の特色は、浸蝕區域の上流と堆積區域たる下流との中間的の性状を呈し、浸蝕と堆積と略ぼ平均して、比較的安定の状態にあることである。而して氾濫區域や曲線的彎曲の發生を以て上流部と區別せられ、又きつ彎曲やひどい流路變遷のないことで下流部との差異を示す。

ドイツの學者はこの様な中流部の川を谷川(Talstrom)といふ。そして歐洲では多く氷河時代の洪積層を流過して居るそうである。

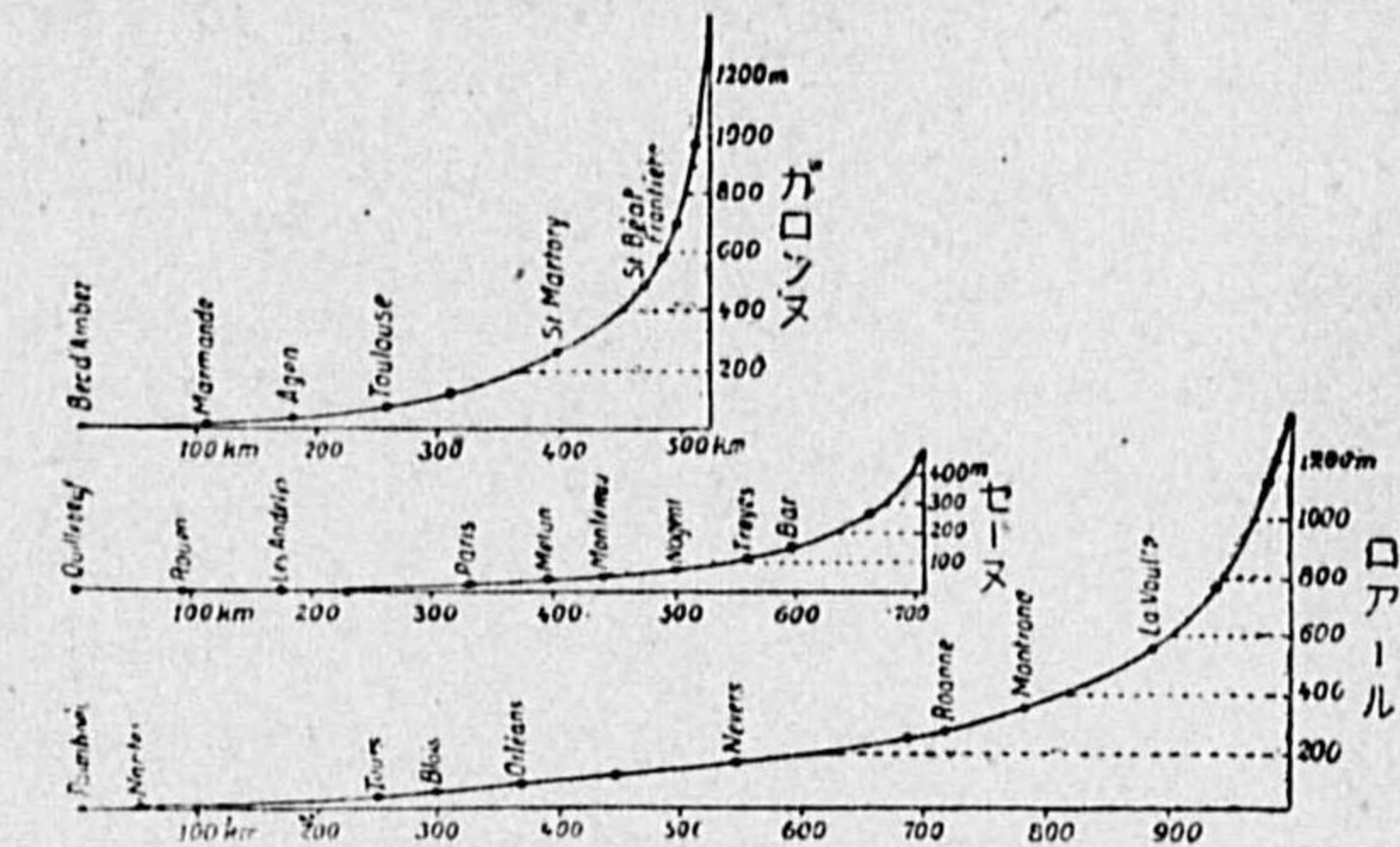
(3) 下流部は海に近い平野の區域(Plain district)で、河幅は最も廣く、勾配は最も緩かに水は悠悠として流れ、河底の浸蝕作用はなく、却て土砂を沈澱堆積するばかりになり、その爲に河底は寧ろ少しづつ高まる。ラブラタ河などは河床の高まる著しい例とせられる。洪水時には廣く沿岸平地に氾濫して其處にも泥土を散布する。流路は蛇のうねくる様に蜿蜒として數多の著しい彎曲をなし、下流部を特色づける。また流路は洪水によつて往々大變遷をなす。黄河下流は此の點でも最も著名である。

以上三區の割合は川によつて大差があり、其の一若くは二を缺くものも少くないのである。例へば日本は狭い山國である爲、この三區分を充分に具へ

た大河といふものは割合に少く、石狩川、釧路川、北上川、信濃川、淀川、鴨綠江、大同江、漢江ぐらゐに過ぎぬ。その他は大抵上流と中流の状態だけあつて、下流の状態を缺いたものが多い。

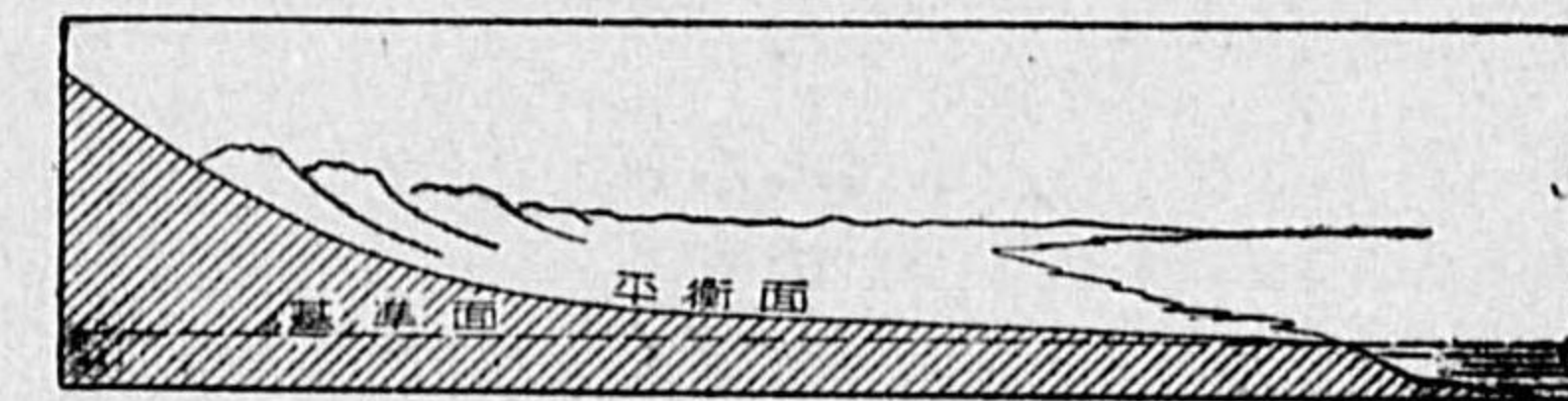
1.3 河谷の縦斷形狀 河底の形狀は、詳しく云へば誠に不規則複雑であるが、然し第100圖の例に見るが如く大體として其の勾配が上流に急に、下流に緩となるのは言

ふまでもない。それで此の機會に、若しも岩質の全く均一な山腹に川が出來て、それが充分浸蝕發達したとするならば如何なる形をとるべきか、理想の形を研究して置くのも無益ではあるまい。



第100圖(a) 佛國諸川の縦斷形狀大觀

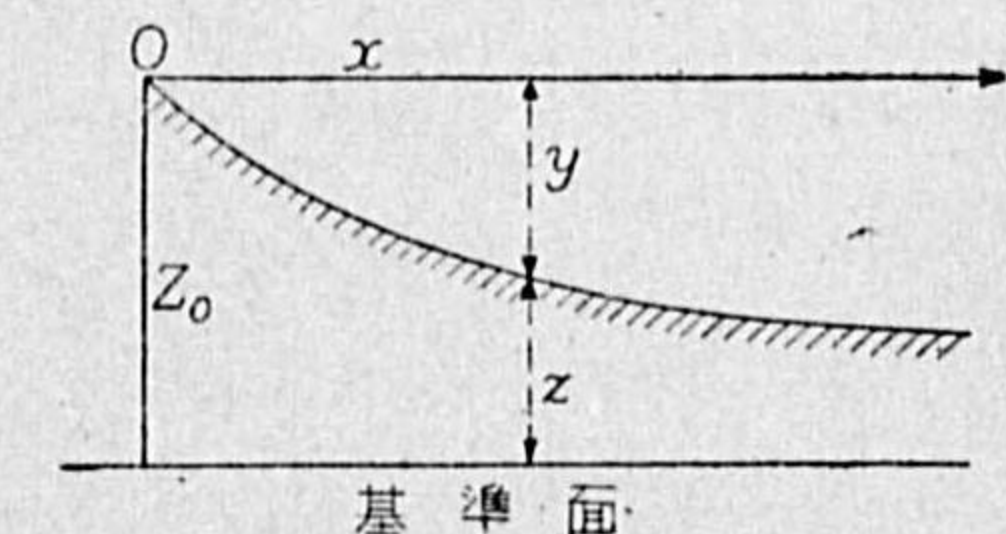
(1) 平衡曲線 ポーモン(E. de BEAUMONT)やアンウィン(W. C. UNWIN)氏は、水量が水源から



第100圖(b) 川の理想的縦斷形狀

の距離に比例し、平均流速は上下一定と假定すれば、河底の縦斷形狀は拋物線となるべきを示し、オピコーフェル(OPPKOFER)氏は、水が頂上から麓まで最短時間に流れ下る様に努めるだらうから、河底はサイクロイド曲線たるべしと主張し、又シュリッツ(SHULITS)氏は川石の

磨耗法則から指數曲線だといふ。先づアンウィン氏の論を紹介せんに、氏は(第101圖に於て)水源よりの水平距離をx、河床の降下をyにて表はし、河積断面は上下相似形をなし、従つて川幅をBとすれば断面積はbB<sup>2</sup>、均



第101圖



深は  $aB$  にて表はされ、また水量  $Q$  は  $x$  に比例し  $Q=\kappa x$  と置けるものと假定する。茲に  $a, b, \kappa$  は常數である。更に流速  $v$  は上下一様と假定すれば

$$Q=\kappa x=v \times bB^2 \quad \therefore B=\sqrt{\kappa x/bv}$$

之をシェーゲー公式  $v=C\sqrt{aB \cdot dy/dx}$  に代入すれば

$$\frac{dy}{dx}=\frac{v^{\frac{5}{2}}}{C^2 a} \sqrt{\frac{b}{\kappa x}}, \quad \therefore y=2 \frac{v^{\frac{5}{2}}}{C^2 a} \sqrt{\frac{b}{\kappa}} x$$

で、一の拋物線を表はす。然し流速が上下一定だとの假定は甚だ無理である。

又シュリッツ氏はショクリッチの調査に係る多數河川の縦斷形狀と河底の粒徑分布との對照表を吟味して「河川勾配は粒の重さに正比例す」との決論に達し、之に氏が曩に得た川石の耗磨法則を併用して指數函数的な縦斷形狀式を導いた。即ち勾配を  $I$ 、川石の重さを  $P$ 、磨耗指數を  $a$  とすれば

$$I=\sigma P=\sigma P_0 e^{-ax}=I_0 e^{-ax} \quad (1.1)$$

こゝに  $\sigma$  は比例常數で、 $I_0=\sigma P_0$  は起點に於ける勾配に當る。

次に或基準面よりの河底の高度を  $z$  にて表はせば  $I=-\frac{dz}{dx}$  であるから

$$I=-\frac{dz}{dx}=I_0 e^{-ax}$$

之を積分して、且つ起點の高さを  $z_0$  とすれば

$$z_0-z=\frac{I_0}{a}(1-e^{-ax}) \quad (1.2)$$

之即ち河川の縦斷形狀式である。シュリッツは之がライン河中流で、又(1.1)式がコロラド河でよく實際に適合するといふ。尙ブッチンガー (J. PUTZINGER) 氏も別な方法で(1.2)式類似の結果を得て居る。

然し又一方でベンク氏はいふ。河道なるものは絶えず發達變化しつづるのであるから、其の過程中には種々な性質の曲線となり、決して何曲線と決つた一種の數學的曲線で表はし得るものではあるまいと。

かやうな次第で、此の問題は未だ確定して居ないが、然し何れにせよ、浸蝕のみ行はれる川の理想的形狀は、之を平衡曲線或はグレード(Grade)と稱し上方へ凹形の滑らかな曲線で、海に近づくにつれて殆んど水平となる様なものに違ひない(第100圖b.)。

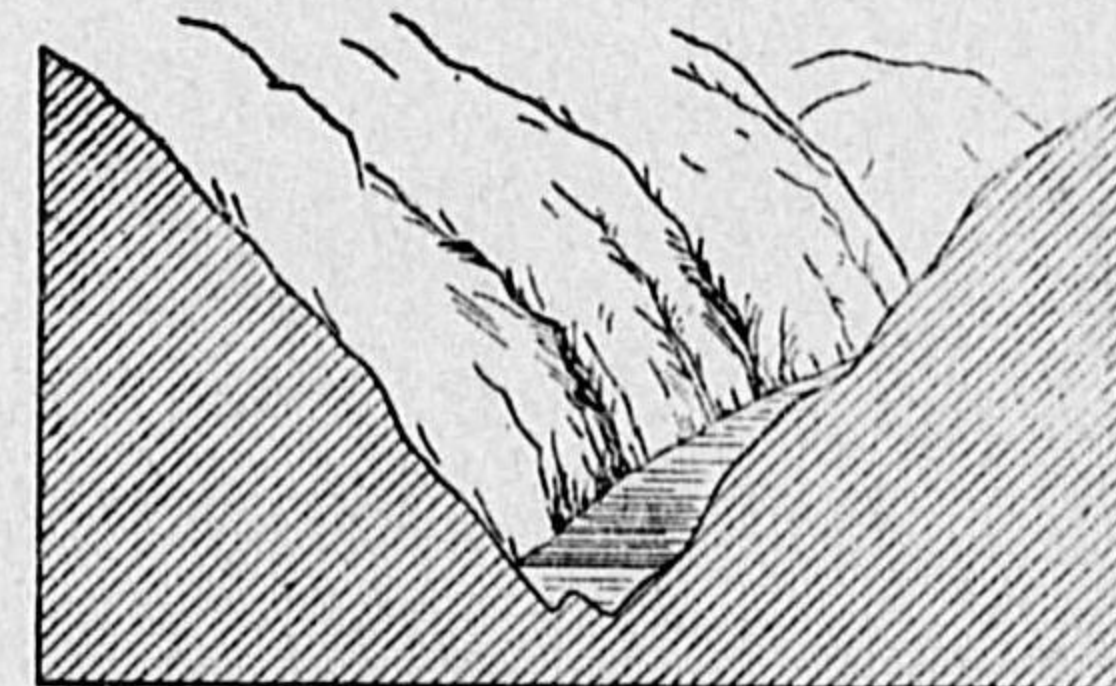
(2) **遷移點** 然し實際の河川特に日本の様な地盤變動の著しい地方では、平衡曲線の完全な發達は期待し難い。即ち縦斷形狀は一つの滑らかな曲線ではなく、瀧や早瀬や淀みなどが方々にあつて、河底勾配の不連続點が少くない。之を**遷移點**(Wendepunkt)といふ。遷移點の内、下流部が勾配の急増する點は**遷急點**、急減する點は**遷緩點**といつて區別する。

遷移點は若い川では無論元からあつた所謂原生的のものもあり得るが、多くは後に出来る。其の原因には

(1) **河自身の浸蝕**が其點の上流部と下流部で違ふ爲のもの。浸蝕が違ふ原因には、地質の硬軟差、支流の合流其他による水量又は運搬物質量の急變等がある。

(2) **蛇行河川の切斷**によつて流路が急激に短縮されると、そこは急勾配になる(第7節参照)。

(3) **地盤の昇降運動**によるもの。全河流に互り一様に地盤が昇降すれば格別、若しも或地點より上流部と下流部が昇降量を異にすれば、その何れが大なるか小なるかによつて、或は遷急點或は遷緩點を生ずる。尙ほ河口洲は後節に述べる如く其の海中にある前面は流路よりも急傾斜になつて居るから、河口地域が隆起すれば、そこに遷急點が出来る。

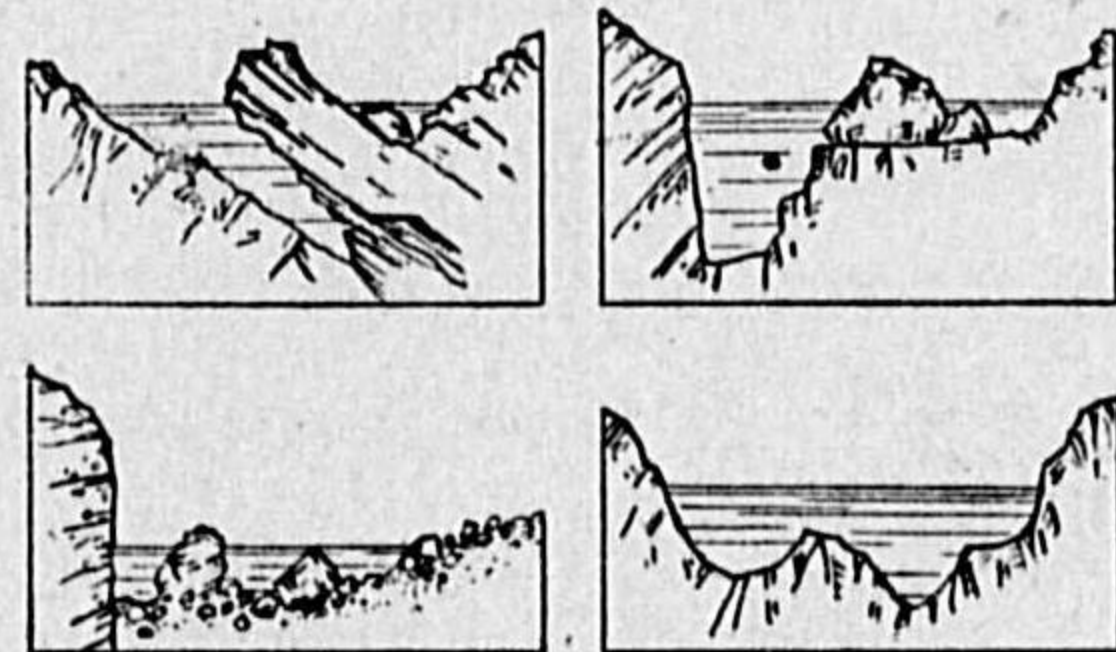


(甲) 谷全体のV字狀

遷急點では流速が急増するから浸蝕速く、従つて年月と共に次第に上流に向つて後退するものである。特に瀧の後退は著しい(第3節参照)。

1.4 **河谷の横斷形狀** 次は横斷形狀であるが、之は大體川の三區により夫々著しい特徴がある。

1. **上流山間部の溪谷全體の形は、**



(乙) 谷底河床の不規則

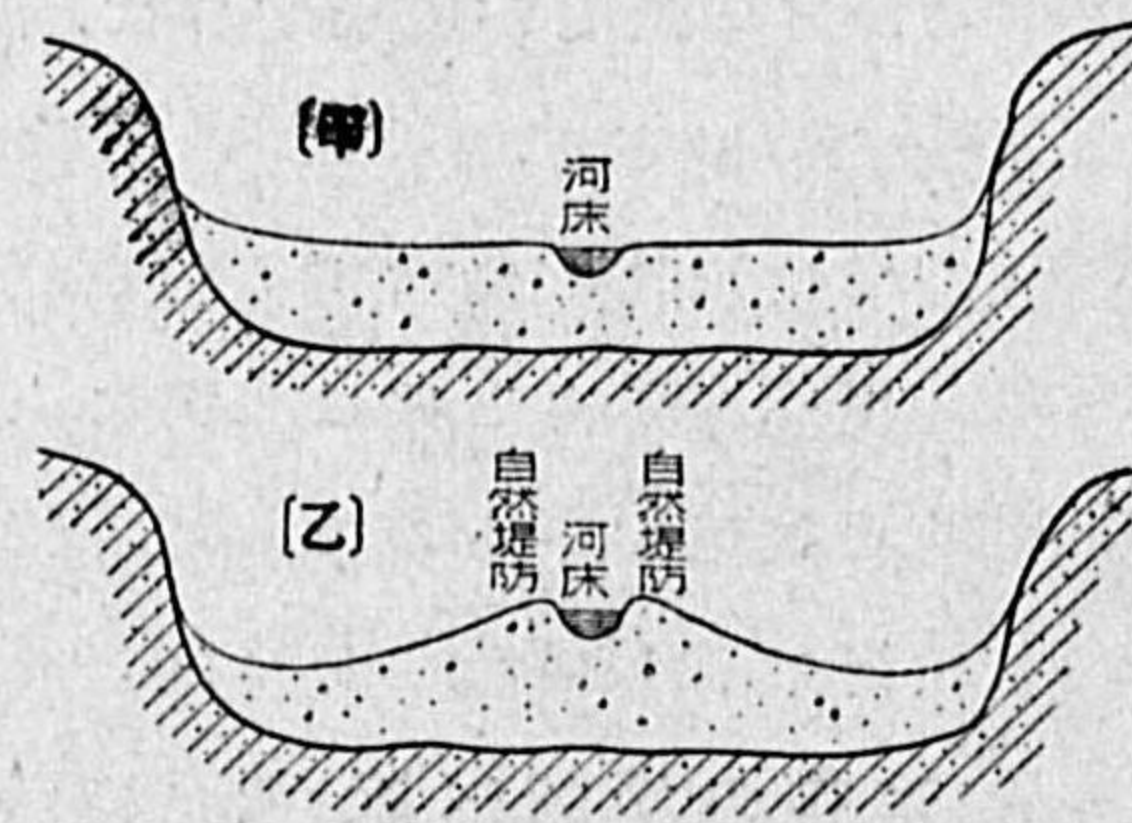


リヒトホフェン (RICHTHOFEN) が注意した如く大體に於て V 字形を呈し、谷底は狭く深いのが一般である (第 102 圖甲)。流水の河底掘鑿が側方洗掘に比し甚だ強いからである (別圖参照)。

但し水の流れる河床は大岩塊が横たわり或は岩島などが残つて、其の断面形状は頗る不規則複雑で、一定の形をとるとは云へない、第 102 圖 (乙) は其の模様を示す二三の例である。然し、複雑は複雑なりに其の間自ら岩種によつて夫々の特徴があるものである。例へば火山岩特に集塊岩地方の溪谷は、其の質が極めて硬軟不均一なため浸蝕の度が部分によつて大差あり、畸形的な岩峯や洞門や絶壁などが澤山に出来、奇景を現出する。耶馬溪、寒霞溪等は其の代表的なものである。次に花崗岩地の溪谷では、その岩質が柱状の節理によつて浸蝕されるので、ゴボリと割れ崩れて、深く洗掘された處は碧潭となり残りの岩塊は岩柱亂立し或はそれが倒れ落ち疊々たる大岩塊を谷底に折り重ね豪壯な景を呈する。その上、水は極めて清澄で、且つ白つぽい花崗岩塊と暗緑の森林との映りも美しく心地のよいものである。黒部溪谷甲斐の昇仙峽、朝鮮の金剛山等に其例を見る。又水成岩地の溪谷は、相重なる硬軟地層の浸蝕に遲速があるので、谷の兩側に階段狀の絶壁や岩島などを生ずるのが特色である。尙ほその岩石は形もいろいろのがあつて雅致ある幽邃な景色を現することが多い。秩父長瀨や熊野の瀨八丁、保津川等は其の例である。最後に石灰岩地方では、岩壁が多く急峻で其の上天然橋や洞門などあつて、畸形的風景を呈する。備後の帝釋峽の如きは之に屬する。

II. 中流部谷の區域に來ると、谷底は漸く廣く平たい平地となり、谷全體の横斷形状は遠望すれば一つの U 字形をなす。但し平素の河床は谷底の

極めて小局部に局限され、谷底の殘部は洪水時にのみ水が來る。此の部分を氾濫平野 (Flood plain) といふ。つまり水の流れる範圍が、平水時の低い河岸



第 103 圖 U 字谷の二種



徳島縣吉野川小歩危の V 字谷



徳島縣阿波林村波濤ヶ嶽の土柱

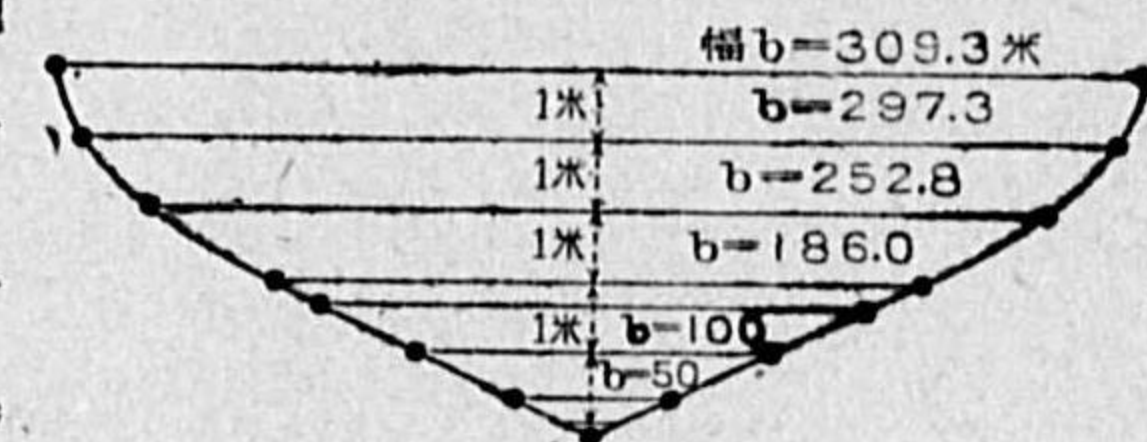


(Bank)と洪水に対する高い谷岸と、二重の岸によつて限定されて居る。ドイツの學者は外側の高い方を特に高岸(Hochufer)といつて居る。

同じ中流のU字谷も精細に注意すれば二種ある。一は第103圖(甲)の様に氾濫平野が河床に近いほど低いもので、他は(乙)の如く河床のすぐ側が氾濫平野の奥地よりも却つて小高くなつたものである。此の小高い内岸は自然堤防(Natural levees)と呼ばれる。

次に平素の河床そのものも、中流以下では最早や大體一定の形をとり、上流のそれの如く千差萬別ではない。即ち河底には多少の凹凸不規則はあるけれども、大體に於て河道が直線の處はU字形か梯形をなし、彎曲部では一側に最深部が偏つて三角状を呈し、是等各部を長い範圍に互り平均すると拋物線に類して來る。サッセ(SASSE)氏によればライン河のコブレンツの下流350kmの間の平均形狀は第104圖の如くで、拋

物線より少し下底が尖りすぎる程度にすぎない。今河床の横斷面積をA、幅をb、水深の最大を $d_{max}$ 、平均を $\bar{d}$ とし、 $A=c \cdot b d_{max}$



或は $\bar{d}=c \cdot d_{max}$ としたとき、cを断面係數と第104圖 ライン河中流の平均横斷面名づける。断面がU字形なら1に近く、三角形なら $\frac{1}{2}$ 、拋物線なら $\frac{2}{3}$ になる筈である。ライン河350kmの間10km毎に断面係數を求めると0.593から0.769まで種々になるが、全平均は0.652で、拋物線の場合に極めて近いのである。

III. 下流部になると最早や河床を限る自然堤防があるだけで、其の外圍は一面に廣漠たる卑濕平野となる。

河床の横斷形狀も中流よりは一層規則立ち、河道の直線部は梯形狀、彎曲部は三角形狀で凹岸に近く最深部がある。

## 第2節 土柱、山崩れ、甌穴

前節で河谷の一般性質を述べたから、次には其の上に現はれる特殊な一々の現象を捕へて説明して行かう。



2.1 悪地と土柱 先づ山腹のまだ河谷とも稱へられないほど上部に、雨水で起る珍しい現象から始める。

軟弱な土質例へば砂利や粘土や凝灰等から出来た山で、而も木も餘りない場合には、強い雨が降り注いだゞけでも表土の雨蝕削磨がひどく所謂雨蝕の發達が迅速な許りでなく、それ等の土質は浸み込んだ水で飽和されると一層軟くなるので、ついに山崩れや崖崩れを起して所々に断崖の窪地を作り、地面は無数の細谷に深く刻まれ、交通も出来ない農林上にも治水上にも誠に厄介な悪地 (Bad land) となることがあり、又稀には土柱 (Earth pillars) といつて、



第 105 圖 南ダコタの悪地地形

澤山の土の柱が林立することすらある。

悪地は多雨地方にも山林の濫伐などが原因になつて發生することもあるが、然しその最もよく發達するのは、(1) 雨の少い従つて樹木の繁茂しない半沙漠的地方で而も (2) 地質が軟弱な崩れ易い所に於てある。蓋し、雨量の少い乾燥地帯といふものは、固より

降雨が少ない代り、降るときには往々猛烈な驟雨が沛然として來ることのあるもので、そのため平素乾き切つた秃山は無惨な傷害を受けるのである。北支那の山地や合衆國西部ダコタなど其の適例である。我國では勿論悪地の例は少く、多摩丘陵の西部、大和の二上川附近、美濃の苗木地方に稍々類似の地形があるといはれるに過ぎない。

土柱は伊太利チロール、瑞西ワレイ州、北米コロラド等にあつて、其の高さに 100m にも及ぶのがあり、頗る有名であるが、我が國では近年世に傳へられた徳島縣阿波郡林村のそれは、チロール其の他の世界的土柱と併び稱すべき程の壯觀である。此處の土質は砂利、黄土、粘土、ローム等を含む洪積層である。其の他基隆附近及び愛知縣瀬戸町附近に小土柱が多い(別圖参照)。

土柱の成立には普通の悪地の條件の外に、(1) 軟き土壤の浸蝕が特に急速に行はれること、(2) 其の軟い土壤の地表近くに、稍々大きな硬い岩片や細根の發達した灌木などの散在することを必要とする。さすれば其の石や灌

木が雨を遮ぎる傘の様になつて、其の下の土砂だけが雨水の浸蝕を免れ、附近の部分は削りとられて、土の柱を残す。但し其の附近の浸蝕が比較的短い期間に迅速に行はれるのでなければ、折角出来た土柱も成長の途中に崩落して、完全な高い土柱とばならずに一帯の山崩れの如き地貌となるであらう。

2.2 山崩れ 山體の一部が或原因のため其の平均を失ひ一時に滑降墜落する事を山崩れ (Landslide, Bergsturz) といひ、滑落が頗る緩慢で數十日乃至數ヶ月に亙るものは特に地亡 (Landreep, Erdrutsch) と名付ける。山崩れは河川の上流溪谷部の兩側山腹に多く、河谷の發達を著しく促進するものである。

(1) 原因 山崩れは強雨や急激なる雪融け、若くは地震の際に最も多いことは、人のよく知る所である。不安定な崩れ易き山腹崖端等が地震の大動搖を受けて墜落を來たし得べきは別段の説明を要しないが、雨又は融雪が山崩れに導く作用は少しく説明の要を認める。雨や融雪の水が地中に滲み込んで飽和されると、地層が風化土層であれば著しく凝集力を失つて軟くなり、且つ大に其の重量を増すばかりでなく、風化土層と岩盤と相接する場合には其間に地下水流を生じ兩層間の摩擦を激減するからである。

然し、地震にせよ雨又は融雪にせよ、是等は畢竟山崩れの近因乃至誘導的契機ともいふべきもので、更に溯つて其の遠因若くは根本的基礎原因としては實にかゝる些少の誘因によつても猶ほ滑落崩壊し得べき不安定なる状態其のものを擧げねばならぬ。而してその滑り易き不安定の條件としては

1. 山腹の傾斜急なること 元來山崩れにて滑り落とす原動力は勿論重力であるから、傾斜の急なるところほど山崩れの危険が多いのは當然である。
2. 風化土層厚く山腹を掩ひ、而も其の土質が粘土に乏しく粗鬆にして凝集力弱く、雨水の滲入し易いこと。斯かる場合、如何なる面を以て崩壊が起るかにつき安藏博士並に著者野滿の研究がある。
3. 風化土層が多量の岩塊を混有し或は土質に局部的大差があること。かく土層の物理的性状が著しく局部的不均齊なことは、そのこと自體が状態の不安定を示す許りでなく、更に降雨の際には滲透し來る雨水をして或一部に偏注せしめ土層の含水状態をして局部的に差異あらしめ、愈々益々不安定



の度を助長するのである。

4. 風化土層と下部岩盤との境界が截然たること。基岩盤の面が滑かで犬牙錯夾して居ないならば、其の上の風化土層は恰も滑り臺上にあるが如く、それだけで崩落し易きは勿論、強雨には滲入した雨水は主にこの境界面の處を流下するから滑油の作用をして益々崩落を助長する。之に反して、岩盤の風化が不均等で、未だ風化せない岩盤の部分が犬牙の如く風化土層の所々に頭張つて居れば、其の上の風化土層も比較的崩落し難きことは明かである。

5. 山麓脚部の地層末端が河流若くは人工により著しく掘鑿せられ居ること。例へば深く切り込んだ谷の兩側山腹の如きは、單に急傾斜なるばかりでなく其の脚部を抉り取られて居るから山崩れが甚だ多い。又道路開通や採土のため人工的に根元を抉つた山腹や掘削道路の兩側にも崩壊が少くない。

6. 山骨をなす下部岩盤自身が層面に沿ひ剝脱し易いもの、又は縦横の節理が細かく發達して、而も其の節理剝脱面が山腹表面と同方向に傾斜し居ること。これは岩盤の一部自身が風化土と共に崩落する原因になる。

7. 分解して軟泥狀に化し、或は溶解洗出され易き特殊の地層が地層中に介在すること。例へば透水性地層と岩盤との間に非常に薄き粘土層が介在し、之が水を含みて粥狀となり摩擦抵抗を激減するとか、或は泥灰層が介在して地下水により溶解し去られるときなど山崩れになり易い。氷河堆石地などには此の例が少くない。昭和7年初めの河内堅上村字峠の大地震なども、新舊安山岩の間にある集塊岩層が著しく風化し易い性質のもので、それが此の地方の果樹栽培用に30年程前から多數の溜池を作つたため、其の水の滲透によつて益々風化を助長し且つ軟弱ならしめたのが有力な原因と考へられた程である。

8. 石灰洞又は鑛山の坑道など自然的若くは人工的空洞が地層中に存在すること。

9. 斷層が存在すること。斷層の通過する處は地盤の弱い處である許りでなく、更に其の活動によつては急激又は緩慢に地層の傾斜を増したり多

數の龜裂を増すからである。

以上諸種の事情は即ち地盤の不安定なる状態を示すもので、之が甚だしく悪化すると、別に之といふ誘因的外部衝動がなくとも自然に崩落すべき運命にあるものである。但しかゝる自然崩壊には一般に前徴があつて、山崩れの前には小岩片が落下したり或は山地に裂目が出来たり時には内部で岩石の破碎する音が異様に聞ゆることもあるといふ。

然し普通は自然崩壊に至るほど不安定状態に悪化する以前に既に、強雨や地震等の外的誘因によつて山崩れを發起する。時には山麓脚部の土砂採取或は山頂よりの墜石等思ひの外に微弱なる衝動が誘因となつて山崩れとなることもある。大正12年8月に起つた近江雄琴の地亡の如きは、松山基範博士によると、山麓の小學校運動場擴張のため山の裾を僅かに幅四間ほど切り取つたのが誘因だといふことである。

2.3 甌穴 上流地方には往々河底や河岸の堅い岩面に大きな圓形の深い穴があつて、其の中に丸石が這入つて居るのを見る事がある。此の穴は甌穴(Pot hole)或は大釜(Giant kettle)と呼ばれるもので、中の丸石は此の穴を作る爲に使はれた道具の残りである。

我が國では、木曾寢覺の床の甌穴は其の形の完全なので、日向の都城附近の關の尾は甌穴が多數群つて居るので有名である。又揖保川の支流に鹿ヶ坪といふのがある。坪は壺の意らしく10個ばかりの甌穴が連なつたものである。越後田代の七ツ釜も材木岩に出来た7個の甌穴である。其他秩父長瀬、三河長篠の瀧川なども甌穴で知られて居る。外國では佛國ボン



第106圖 花崗岩上の甌穴

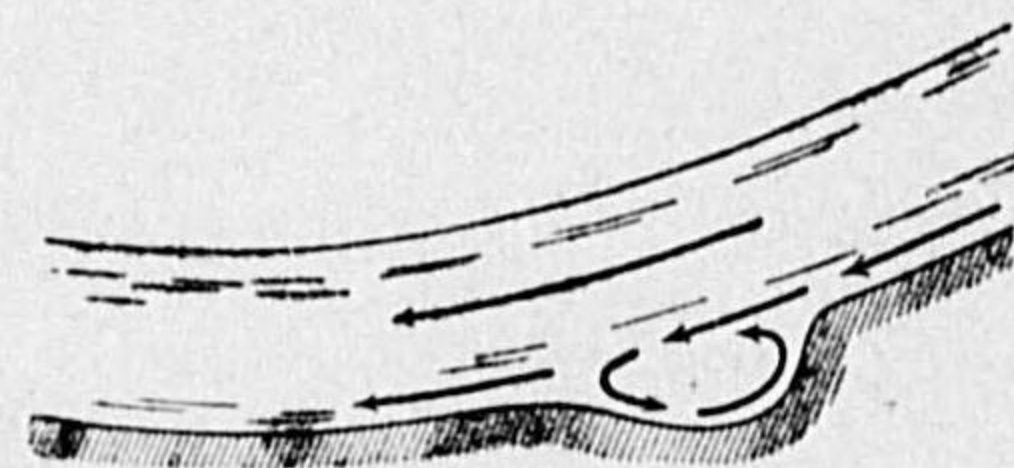
デズールの石灰岩地が多數の甌穴群生してゐて名高い。尙ほ氷河の下端にも其の融水の流れる川が漂石を道具にして甌穴を作り得るのは當然で、瑞西ルツェルンはこの種の甌穴を以て世界的に有名である。そこには半分出来



かけのものから、深く掘られたものまで種々發達の段階にあるものがある。大きさでも最大のもは直径8m深さ9mに及ぶものがあるのである。

扱て然らば甌穴は如何なる作用で出来るか、少しく説明を加へよう。

河底には最初から若干の凹凸不規則があるが、よしんばそれが無かつたとしても、岩質の硬軟不同や割目や節理があつて、河底全面一様に浸蝕されるものでなく、**選擇浸蝕**(Selective erosion)といつて所々局部的に浸蝕作用の集中する個所を生じ、其處だけ速く削られて凹みとなる。一度凹みが出来れば其



第107圖 甌穴の發生

處に第107圖の様な渦流を發生し、上流から來て此の窪みに引かゝつた小石を捕へて逃がさず、同じ場所をぐるぐる摺り廻し、削磨作用を逞しうする。かくて其の作用が大いに進捗し相當の深さに掘れると初めて甌穴と呼ばれる。即ち

甌穴は渦流が主役で小石が道具となつて掘り下げられたものである。

扱てかやうな渦流によつて行はれる洗掘作用は第107圖によつてすぐ分る様に、前方へ鋤き起すのではなくて、却つて後方へ搔戻すのである。それで出来る穴はまだ浅い初期には前方が後方より緩勾配になつて居る。然し掘鑿が進んで深くなるにつれ、前後壁共殆んど鉛直に近づいて、其の差が目立たぬ様になる。更に深くなつて直径に對し深さが一定限度を超えると渦流は却つて弱くなり、特に穴の底は水が餘り動かぬ様になる。こゝまで達すれば最早や落ち込んだ小石も轉動せぬから、掘進作用は止んで甌穴の發達は終局に達する。尙ほ序に注意して置きたいことは、河水の浸蝕作用が此の様に局所々々に集中し、且つ時と共に其の集中個所を變へて方々に移行けば、河底全體を満遍なく均等に分散して作用するよりは遙かに、浸蝕の効果を増大するといふことである。

### 第3節 瀧

**3.1 急湍及び瀧** 瀧は上流地方に屢々見られるところの最も著しい景觀の一つである。河底がひどい急勾配をなして、河瀬の水が疾走する處を急湍或は早瀬(Rapid)と稱し、其の勾配が垂直となつて水は高處から直接落下するものを**瀑布**(Waterfall)と呼び、兩者を總稱して瀧といふ。蓋し邦語のタキはタギルの意で、沸騰する様に水が急奔する處を廣く指した名である。もとより急湍と瀑布との間には連續的に種々の程度のものがあつて、到底判然たる區別をなし得るものではない。

歐米では更に、瀧を大きさによつて次の如く區別し、

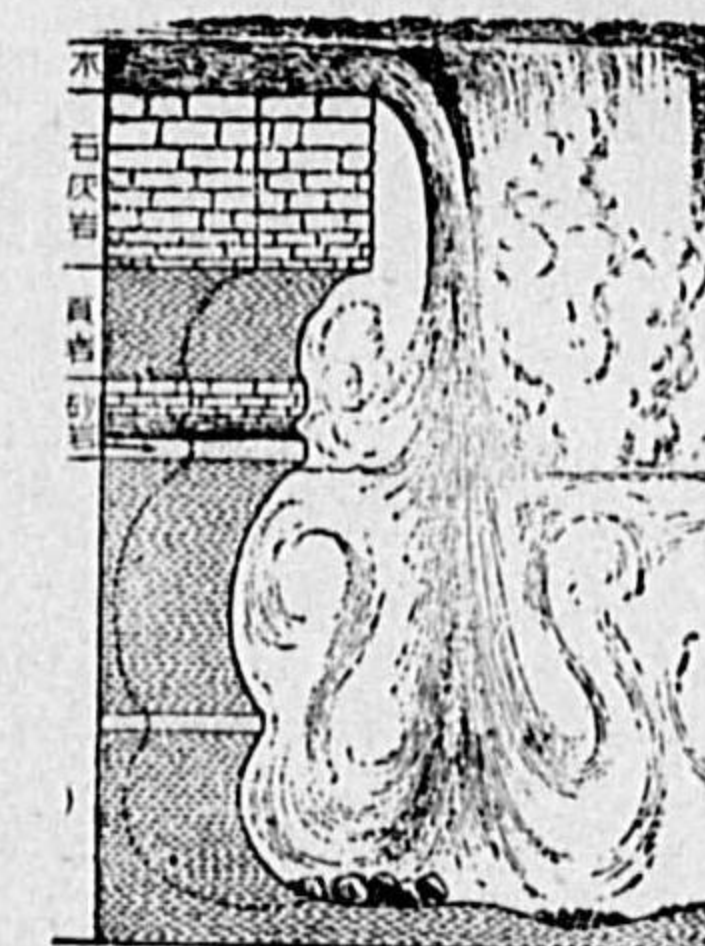
Cascade…比較的小規模な普通のもの、

Cataract…水量甚大で大々規模のもの

とすることがあるが、之にも勿論はつきりした區別はない。

瀧はたゞ一段のこともあり、幾段も引續き連なつて居ることもある。また瀧の落ち口の形は、河流を殆んど眞一文字に横斷するものもあるが、多くは極めて不規則な形をして居る。これは懸崖の所々に割目や節理があり、又岩質も河水の流勢も到る處一様ではなく、従つて崖の場所によつて浸蝕の度が異なるからである。

瀧の脚下は通例深く掘れて多少圓い壺状になつて居る。之を**瀧壺**(Circus)といつて、其の出来る原因は甌穴と同様、落下する水勢の直接作用といふよりは、寧ろ水が大渦を卷いて瀧壺を攪亂し、其の中の石をごろごろ轉動するための影響が大きい。ナイアガラ瀧壺内の渦流は第108圖の如くであらうことは、其の崖の面のゑぐられ方で想像される。



第108圖  
ナイアガラ瀧壺の渦巻き

世界的の大瀑布でカタラクトの代表的なものは、北アメリカのナイアガラ、南アメリカのイグアヅ、アフリカのヴィクトリアの三者であらう。ナイアガラの高さは50m内外に過ぎないが幅は1200m、水量に於て世界隨一である。ヴィクトリア瀑布は平素の水量こそナイアガラに及ばぬが、洪水時には却つ



て遙かに壯觀だといふ。高さは100m内外、幅2000mである。イグアヅは水量に於て前二者に劣るも、其の落ち口の廣きことは世界第一で實に3000m、眞に驚く外はない。

ナイアガラ瀑布は、エリー湖から出てオンタリオ湖に入る同名の河の途中にある。河はエリー湖を出て暫くの間は幅4km内外に及ぶ洋々たるものであるが、瀧の上流數百米のあたりから俄に急流となり、遂に高さ50m程の懸崖を落下し壯大なる瀑布となるのである。流れが將に瀧とならうとする處にゴート島があつて水筋を二分するから瀧も二つになり、合衆國側にあるア



第109圖 ヴィクトリア瀑布

メリカ瀧とカナダ側のカナダ瀧一名馬蹄瀧となる。カナダ瀧は全水量の約9割5分を占め、高さ160ft幅3000呎、残りの小部分がアメリカ瀧に落ち高さ170ft幅1000ftである。

ヴィクトリア瀧はアフリカの内部サンベチ河の中流にある地盤の大割目に躍り込むもので、其の落ち際にある三つの島で四つの分瀑に別れて居る。イグアヅ瀧は同名の河がブラジルとアルゼンチンの界に作つたもので、其の下の深峽へ眞向からも横合からも多數の飛瀑が連互して居る。

第84表 世界の高瀑

瀧の名稱	所在地	高さ	記 事
ヨセミテ	アメリカ合衆國	790m	三段になつて居る。上段だけなら450m
ローライマ	南米ギアナ	450	
スーザランド	ニュージ-ランド	580	三段合計
ガブアルニ-	フランス	420	
那智	紀州熊野	240	第一瀑だけ
華嚴	日光	120	

以上は水量豊富で雄大豪壯なカタラクトの例であるが、單に高さのみから云へば、まだまだずつと高いのが幾らもある。第84表に世界的及び日本の高瀑若干を掲げて置いた。

3.2 瀧の發生 瀧の發生する事情を類別すれば、大體次の五種となる。

I. 水平地層の上下硬軟差に基づく瀧 最も普通の瀧は、地層が略ぼ水平若くは下流に傾いて而も其の上層が堅く下層が軟弱な所に出來て居る。蓋し河底の浸蝕は同じ勾配なら下流側が上流側より烈しいから、早く削磨せられて軟弱下層に到達する。一旦軟弱な下層に達すると其の浸蝕は愈々迅速激甚となり、河上はまだ堅岩層を破り得ぬのに河下は盛に浸蝕低下して、此處に著しい落差を現出する。此の際上下地層の硬軟差の程度によつて、或は急湍となり或は瀑布となるのである。即ち硬軟差が著しく且つ軟弱な下層が非常に厚いと高い瀑布となるが、之に反して、地層の硬軟差が僅かであるか或はまた軟弱層が薄い場合には、低い瀑布か乃至は急湍しか出來ない。水成岩では礫岩は外の岩より硬いからよく瀧を作る。また泥板岩の上に砂岩があつても、瀧が出來易い。かやうな場合の硬層を造瀑層(Fall maker)と名づける。

ナイアガラは此の種の瀧で、其の河床の最上層は厚さ20m内外の石灰岩、下層は頁岩及び砂岩である(第108圖参照)。

瀧にはナイアガラ以下此の型に屬するものが最も多いので、之を普通型ともナイアガラ型(Niagara type)ともいひ、其の特色は瀧が次第に後退して永く同位置を保ち得ないことである。但し瀧の高さは後退と共に益々高くなる場合が多い。

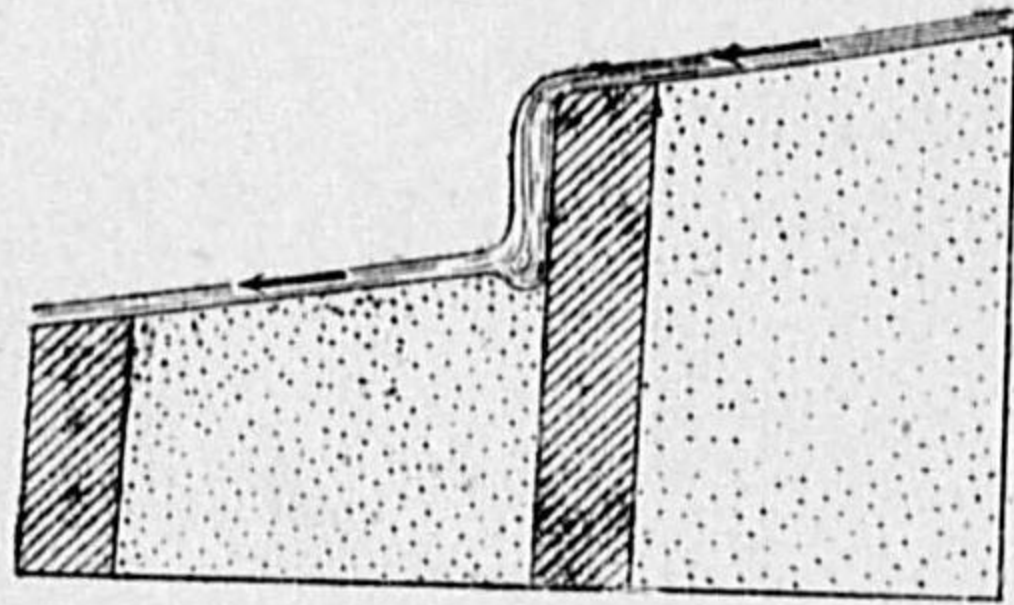
堅い熔岩や集塊岩の層と軟い火山灰の互層をなす火山地方には此の種の瀧が多く、九州中部の川は皆阿蘇熔岩上を流れ深く河底を掘りて峽谷を作り所々に瀧を形成して居る。大野川の沈情瀧、緑川の千瀧、七瀧川の七瀧、杖立川の半田瀧、黒川のスガル瀧、白川の鮎返瀧等が即ちそれである。

II. 垂直節理の發達せる岩盤上の瀧 地盤に硬軟の差はなくとも垂直な節理が發達して居る場合には、流水のため岩盤が次第に下流の方から

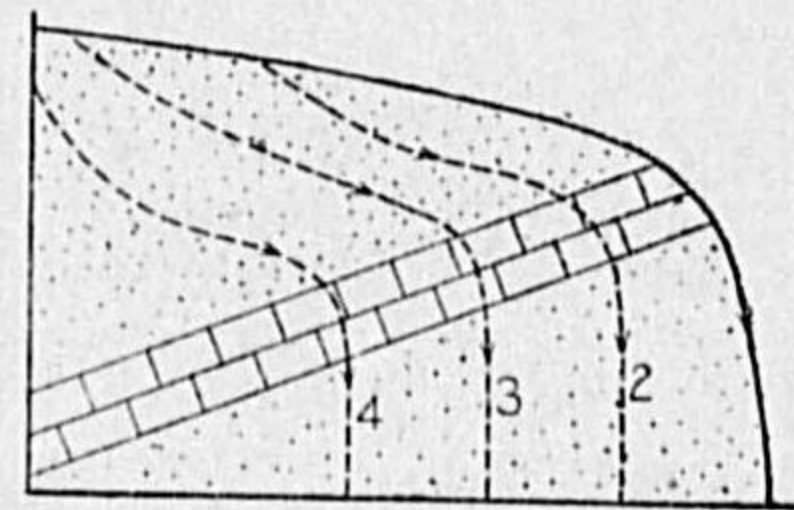


崩落して行つて絶壁を作り、上流へ後退するにつれて顕著な瀧となることがある。花崗岩地の溪谷にある瀧は此の類が多い。米國ニューヨーク州のTanghannock瀧はからして出来た高さ220ftの瀑布である。又Trenton瀧も之に屬する。故に米國學者は此の種の瀧を**トレントン型**といふ。

III. 垂直な硬岩脈に基づく瀧 硬軟不同の水成岩層が殆んど垂直に轉位せる處や、或は軟弱地層を硬き岩脈が横斷貫通して居る場合には、やはり下流部の軟地層だけが著しく洗掘されて瀧を生じ易い。



第110圖 垂直硬岩脈に懸る瀧



第111圖 傾斜硬岩層に懸る瀧

IV. 傾斜地層に起る瀧 (I)と(II)との中間のものであるから、其の性質も亦中間的で、之は後退はするが、後退につれて低くなり、従つて壽命は水平層の場合よりも短い(第111圖)。

V. 原生瀧 以上は何れも其の懸崖を河自身の浸蝕作用で作上げたものであるが、然し此の外、地形に最初からあつた自然の階段を水が流れ落ちて瀧になるのもあり得る。かやうな地形に因る必然の瀧を**原生瀧**或は**コンセクエント瀧**(Consequent water fall)といふ。此の種の瀧は當然新たに出来た河流に限る。例へば、最近まで氷河で掩はれて居た地方が氣候の變化で氷の

此の種の瀧の特徴は、殆んど後退の現象なく永く原位置(硬岩層の位置)に止ることである。但し硬岩層が削磨されるにつれ、それだけ瀧は低くなり、谷の壽命はどうしても後退するものよりは短い(第110圖)。日光華巖の瀧は大體此の型と見てよく、河谷を横ぎる熔岩層の下流軟弱層がひどく掘下げられたものである。米國ではYellowstone瀧が比較的弱い熔岩層の間に噴出した堅い熔岩脈の爲に出来て、此の種の瀧の適例とせられる。故に此の型を**エーロストン型**と稱して居る。

代りに流水を見る様になり、氷河の残した地形の階段を流れ下る場合などがそれである。ヨセミテの高瀑は其の例だといふ。又ナイアガラ瀑布も其の初めは此の型であつた。現在瀧の下流は平らな高臺の中を大きな鑿で削つた様な深峽をなして流れて居るが、7哩ほど下ると其の高臺は大きな崖で終つてしまひ、今まで深くそれを掘つて居た流水は急に廣い平地に出る。此の斷崖は氷河時代の名残り、氷河時代が去りエリー湖の水をオンタリオ湖に運ぶナイアガラ河の出現した當初は瀧がこの崖に懸つて居たものである。

VI. 懸谷 支流が本流に合流する所は往々瀧或は早瀬となつて居ることがある。下流での合流は本支流とも略ぼ同水準であるが、上流地では、本流に比し支流は水量が少いから本流と同速度で河床を洗掘低下し得ず、合流點に於ける兩者の高さに相當の喰違ひが起り得るのである。かく本流の谷壁に支流の水が瀧や早瀬となつて懸るものを**懸谷**(Hanging valley)と名づける。歐米あたりの氷河時代に出来た氷蝕谷は一般に極めて深いから、こゝを流れる河に合流する支流もよく懸谷をなすものがある。

3.3 瀧の後退 瀧は大抵年月と共に漸次後退し上流の方へ其の位置をかへる。後退の原因は

(1) 主として甌穴作用によるもので、水がどんどん落ちる直下には瀧壺が出来て、崖の脚まで



第112圖 昭和16年1月ナイアガラ瀑布の一部崩壊

ぐり込む爲に、崖は次第に支柱を失つて崩壊して行くのである。現にナイアガラでは昭和6年1月18日にも突然、長さ150ft、高さ50ft、重量約1000噸の岩石が崩れ落ちた(第112圖)。

瀧の後退には其の外、



- (2) 流水の直接な断崖浸蝕.
- (3) 氷霜其の他による断崖の風化崩落.
- (4) 落下する水の壓力により、瀧裏の空氣が膨脹收縮を急激に繰返すことなども、多少の効果を奏するのであるが、然し甌穴作用の效力とは比較にならない。

後退の速さは勿論瀧によつて違ふが、ナイアガラでは、水量の少いアメリカ瀧が、1827年から1905年に至る観測によると年3m弱、水量の大なるカナダ瀧の方は1842年から1911年の間の測定に徴し年5呎の割合だといふ。是等の後退速度を参考として、テラー (TAYLOR) 氏は此の瀧の初めの位置から現在の位置まで7哩の距離を後退するに要した年数を推算し、北米の氷河時代の終期は今より約35000年以前だと論断した。

**3.4 瀧の消滅** 瀧は川の浸蝕が進めば、其の場で消滅するか、或は後退して上流に逃げて行く。後退する瀧も硬軟の差ある岩層が盡きるか、或は分水嶺まで後退して仕舞へば、遂には消滅せざるを得ない。故に曰く、「瀧は河の上流などの未だ若い初期の河谷にのみ見られるもので、既に平衡状態に入つた河には存在せぬ」。

#### 第4節 峽 谷

**4.1 峽谷の成立** 浸蝕の活潑な上流部の谷が、V字形をなすことは既述の通りであるが、其の谷の両側の勾配は、河水の垂直洗掘と兩岸の風化乃至雨蝕による削剝崩壊とどちらが速いかできまり、従つて結局岩質と氣候とによつて左右される。河底の洗掘が側壁の風化雨蝕よりも速ければ、谷は狭く深く谷壁は急峻になるし、反對に谷壁の風化が河底の洗掘よりも速い場合には、谷は比較的浅く広く谷壁は峻しくない。例へば堅岩中に掘れた谷の側壁は、風化が困難なため一般に急であるが、軟岩中の谷は側壁の緩かなのが多く、別して雨の多い地方だと谷壁の雨蝕が強いので、谷は比較的広く谷壁は一層緩勾配である。之に反し殆んど雨のない軟岩地方の川は河水の垂直洗

掘でどんどん深くはなるが、兩岸は雨蝕や風化が甚だ小さいため垂直に近い全くの絶壁を形成し、極めて深い割合には幅の甚だ狭い谷を作る。かやうな谷を峽谷 (Gorge. 大規模のは Canyon) と呼ぶ。土質が粘着力強く懸崖を保ち易い場合には、往々第114圖の様な谷底から天日の窺はれぬものさへ出来るのである。スイスのラガツ (Ragatz) には斯様な斜に穿入した峽谷の適例がある。

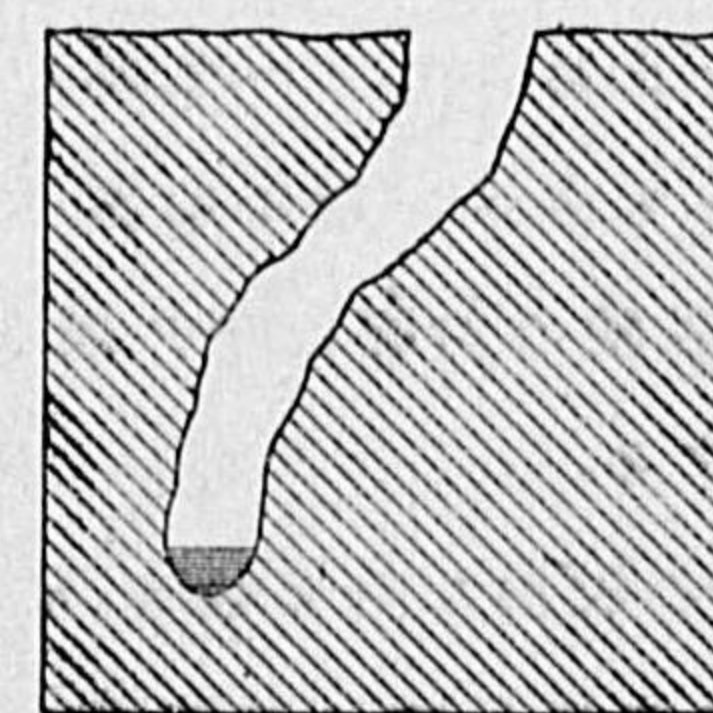
以上要するに、峽谷成立の要素として數ふべきは、次の4項である。

- (1) 陸が高く、浸蝕基準面まで掘り下げの餘地が充分なること。
- (2) 急流で、而も砂泥多く、爲に浸蝕、特に河底の垂直洗掘が甚だ迅速なること。
- (3) 乾燥氣候で谷壁の雨蝕風化頗る微弱なること。
- (4) 地質が急勾配を保ち得るものなること。



第113圖 コロラド大峽谷

世界で最も有名な驚くべき大峽谷は、北アメリカのコロラド峽谷であるが、以上の諸條件を殆んど遺憾なく満足し、茲に異常な發達をしたも



(イ) 天日をも望み得ぬ峽谷



(ロ) スイスのラガツ峽谷

第114圖

ので、長さ3~400km 深さ數百m乃至2000mに及ぶ。此のコロラド河はロッキン山脈に源を發するグランド及びグリーンの二川が合流したもので、水量は豊富であり運搬砂泥も亦多い。それが海拔平均2500mの高原地を通過する



ところに大峡谷の活舞臺が現はれ、前記の様な長く深い谷が割り込まれた。幅は頂上で20乃至30kmあるが、河床まで下り得る場所は僅に現在鐵道下車觀覽の便を謀つて居る處だけで、其他は之を横ぎる道もなく兩岸は全く交通遮斷されて居る。而して其の峡谷の景相は、場所により岩層の如何によつて大に趣を異にする。塊状岩地帯は谷幅特に狭く且つ側壁は殆んど一様に削られて居るから變化に乏しいが、軟地層帯は各層帯の浸蝕速度が色々で爲に谷壁は種々複雑に彫刻されて居る。即ち地層の硬軟により風化度を異にし幾階段にもなつて、而も其の各階段の土色が夫々異なり、彫刻と色彩と相俟ち相受け世にも珍らしい妙景を呈して居る。

合衆國西部には是程大ではないが類似の大峡谷が數百もあり、小規模のゴージなら數千に上るといふ。エーロストーン河の大峡谷も深さ300mに及ぶ。我國でも小峡谷なら幾らでも其の例を見るが、黒部峡谷、甲州猿橋の峡谷、天龍峡等は特に有名である。黒部川の絶壁は奥鐘山附近で500mもの高さがあり、河床の幅は下流の猿飛で10mしかない。

**4.2 峡谷の發達限度と消滅** 峡谷が如何に深く掘下げて行くとしても、其の限度は所謂浸蝕基準面までであることは云ふまでもない。河底が浸蝕基準面に近くまで切り下げられ、水流緩かとなつて洗掘衰へ平衡状態に達すれば、峡谷としての生長は必然的に止まらざるを得ぬ。

既に谷の深さが全然其の増進を止めてしまへば、其の後は獨り側壁の風化削剝作用が働くから如何に遅くとも永年の間には其の効果を現して、谷は次第に其の横幅を廣め行き、従つて谷壁の勾配は漸次緩かとなり、遂には峡谷としての特色を失ひ、峡谷は消滅する。

**4.3 峡谷は若年の相** 以上の説明で分る通り、峡谷は多く地質學上比較的新时代的に隆起した若い山脈や高原地方に發達するもので、河底の垂直洗掘のみが先づ盛に進行し、未だ充分側壁の風化作用は顯はれる暇なきほど若いことを示して居る。著しく年代が経てば普通のV字谷となり、更にU字谷に變すべき運命を有つ。

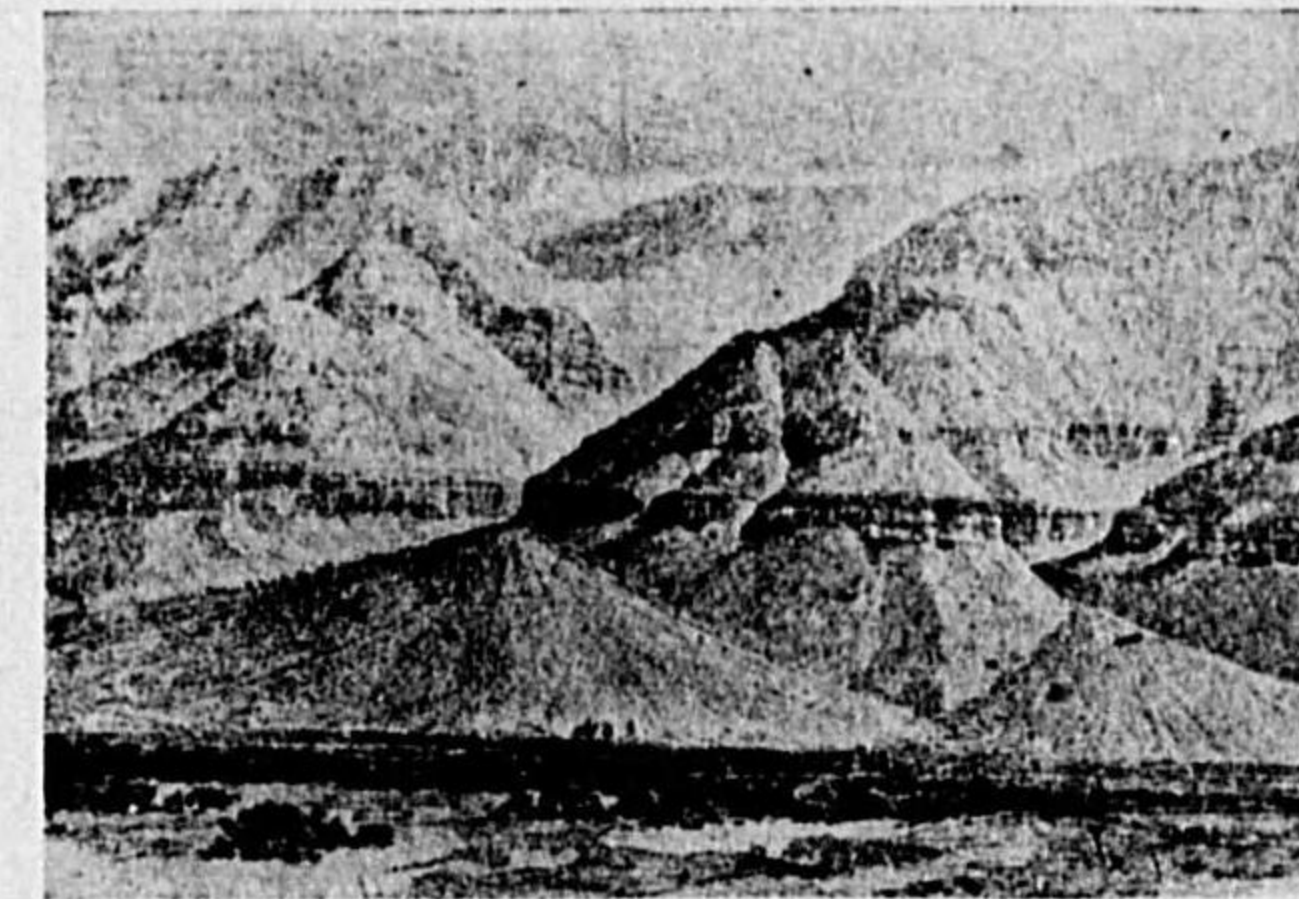
## 第5節 沖積扇狀地

これまでは主として浸蝕作用のみによる特殊の景觀を述べたが、次は沈澱作用が主となる景觀を擧げて説明しよう。それは沖積扇狀地、氾濫平原、三角洲等の河平原(River plain)である。

**5.1 扇狀地の成生** 狭い急勾配の谷間を流れて來た川が俄に廣くて勾配の小さい低地に出ると、水が廣がり水深は淺くなつて頗る流速が衰へ、自然それまで押流して來た砂礫の

大部分を此處に沈澱堆積する。

此の堆積は第115圖の様に其の形が谷の口を要とした扇の様であるから、**沖積扇狀地**(Alluvial fan)の名が與へられる。アメリカ人は又**沖積錐**(Alluvial cone)ともいつて居る。ギルバート氏が



第115圖 沖積扇狀地(米國ウタ)

いふ如く、勾配の比較的きついものは沖積錐といふ方が實相に近く、勾配の緩かなものは沖積扇の方に實感が湧く。

扇狀となるのは、河流そのものがかく一面に擴がるからではない。河幅そのものは一時にさう廣くなるのではないが、河底に土砂がどんどん堆積するので側方の地面よりすぐに高くなる。すると河筋は當然變つて、別の低い流路を選び、其處を再び堆積して高くする。かくして順次廣い區域全體に堆積して行く。つまり河道が屢々變遷して土砂を萬遍なく振り蒔くのである。

**5.2 扇狀地の性質** 先づ扇狀地の大きさは、面積數平方米の小なるものから、數十軒の半徑を有する廣大なものまでである。堆積層の厚さも、數米乃至數十米に及び、時には頂點に於て數百米にも達するものがある。

堆積物質は粗粒な砂礫を普通とするが、稀には粘土のこともある。粒は一般に頂部に大きく、麓や周邊は細粒になる。



扇状地の等高線は其の頂點を中心として略ぼ等間隔の同心圓状になり、其の表面勾配は、材料の粒の大きさと水量とによつて種々である。粒が小さくて水量の豊富な河では勾配が緩かに、粒が大きくて水量の少いものは傾斜が大きい。但し断崖の風化によつて崩れ落つる碎屑土砂の集まつて出来る所謂崖錐(Talus)ほどの急勾配にはならない。

### 5.3 扇状地内河川の特 性

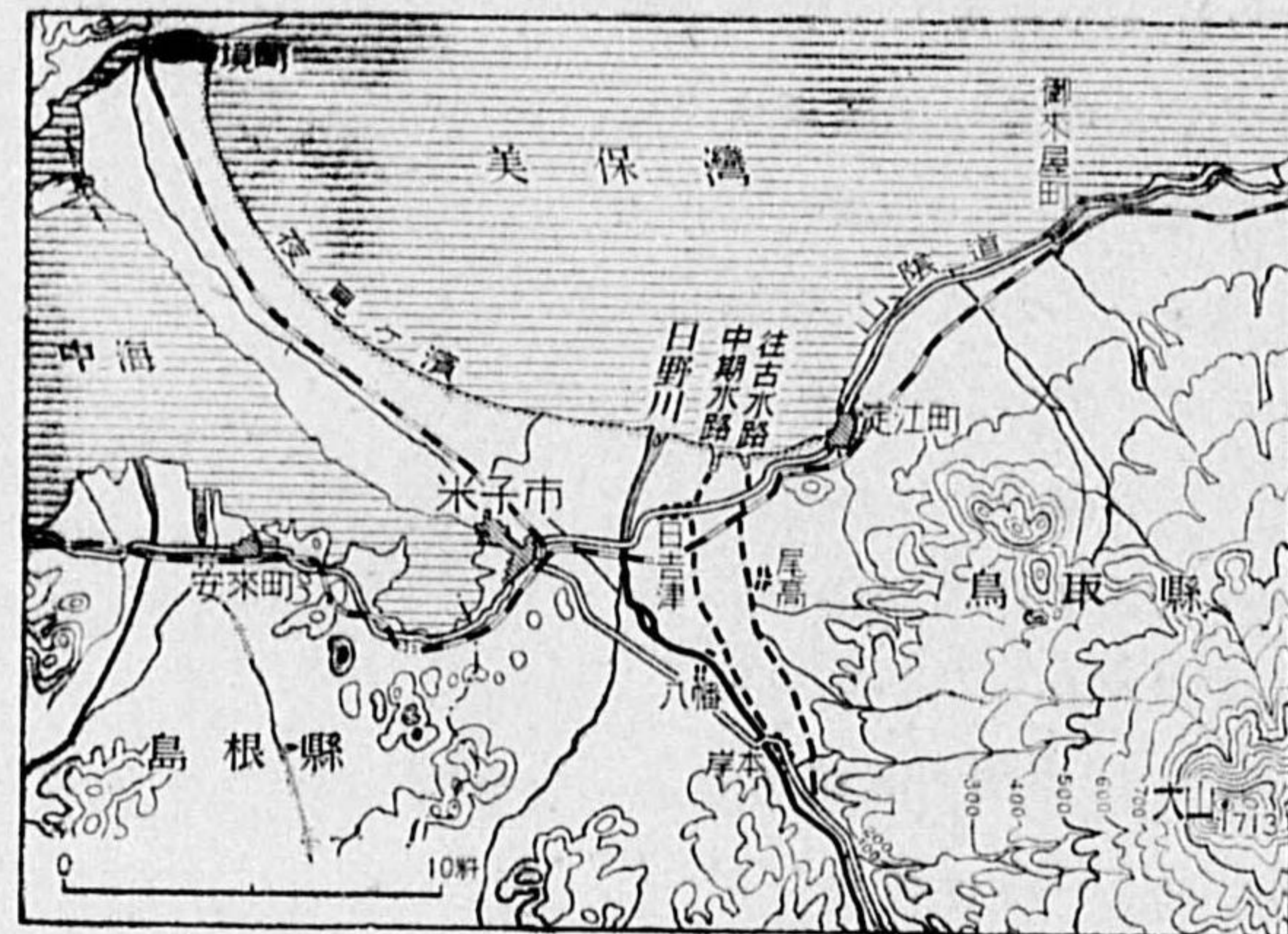
扇状地を流れる河は次の三大特性がある。

(1) 流路が極めて移動し易い。 之は扇状地の成立上當然の話である。著者は鳥取縣日野川の扇状地で伏流水調査の序に其の流路の變遷をも調べて

見たが、大變遷も二回は明かに古記によつて之を確めることが出来た。第116圖は其の新舊流路の大體を示したものである。

(2) 河の水量が扇状地内では一般に下流程却つて減少する。 蓋し一度

扇状地が出来ると、それは多く砂礫であるから甚だ透水性に富み、川の水が地中に滲漏する量が多く(日野川では立岩から觀音寺までの間に27個も滲漏する)、甚だしきは間もなく全部伏流となつて地表には洪水の時しか水がないものもある。而して再び湧き出るならば、それは扇状地の下部周縁に於てするのみである。かく扇状地で河水の量が漸減するといふことは、扇状地の發達を助長促進するの効大なるものがある。水量が減れば運搬力亦減じて、單に流速が減ずる爲といふ以上に土砂の堆積を餘儀なくする。別して河水が全部地中に没する場合は、其の運搬し來つた土砂も全部放棄堆積させられるからである。



第116圖 日野川の流路變遷

(8) 扇状地の川は、屢々幾つもの小分流に分れる。 是れ即ち河中にも堆積が行はれるからである。

扇状地は如何なる地方にもあるが、然し乾燥稀雨地帯で最も顯著である。 其の理由の一は、河水量の漸減がかかる地帯では特に著しく行はれるからである。蓋しかやうな地方では降雨は減少にない代り、稀には途方もない猛雨があり、加ふるに山は秃山で、豪雨には莫大の土砂を流す。それが殆んど乾いた砂ばかりの山麓に下れば、忽ち水は滲透して消え、總ての砂礫をそこに放棄するのである。かの砂漠荒蕪地にあるオアシス(Oasis)は多くかやうな扇状地にある。是れ即ち最も水の供給を受け易く、地下水の形成に便だからに外ならぬ。

## 第6節 河 口 洲

6.1 河口洲の成生 河が海や湖に入るところは、其の流れが湖海の水のために阻まれて急に速度を減じ、やがて止まつてしまふ。従つて今まで運んで來た土砂は河口の海中に沈澱し、遂には水上に現はれた三角状の平地を作る。之を河口洲或は三角洲(Delta)といふ。然らばどうして海面上まで陸地が現はれ得るかといふに、それは平水時に海面すれすれまで堆積した後に、更に洪水時に土砂の沈澱を加ふれば、最早や平水時には水面上に出る様になる。また時には暴風時に大波の作用で水底の土砂を岸近くに盛り上げて水面よりも高い砂堤を作ることもある。更に蘆や葦などの水草が繁茂してそれが枯れては積み重なり水面上に出る手助けもするのである。

扱て、然らば河口には必ず三角洲が發達するかといふに、決してさうではない。實際に顯著な三角洲をもつて居るものは、世界の川でも寧ろ小數である。これ即ち其の發達に適する條件が、

(1) 河口にまで來る砂泥の供給豊富で而も湖海が浅いこと。

(2) 折角沈澱した砂泥を奪ひ去る様な波や潮流が弱いこと (例へば静かな湖や内海など)。



(3) 沈澱が始まつてから、それが水面上まで現はれるに充分な永い年月が経つて居ること。

(4) 其の充分永い年月の間、湖海の地盤が安定で沈降などせないこと。などで、此のどれかに欠ける所があれば、到底充分な三角洲は出来得ない。

世界で最も標本的な立派な三角洲は地中海に注ぐナイル河のそれで、最も大規模なるは黄河のそれである。我が國でも隅田川、木曾川、淀川、筑後川など、波静かな内海に注ぐ河にはかなりな三角洲が發達して居るが、波の荒い外洋に打出す北上川や利根川にはない。

沈降海岸で潮流が強い處は三角洲どころか、寧ろ河口が喇叭狀に外開きの灣を形づくる。之を河口灣 (Estuary) 又は三角江といふ。アマゾンや英佛海岸の河口に此の例が多い。

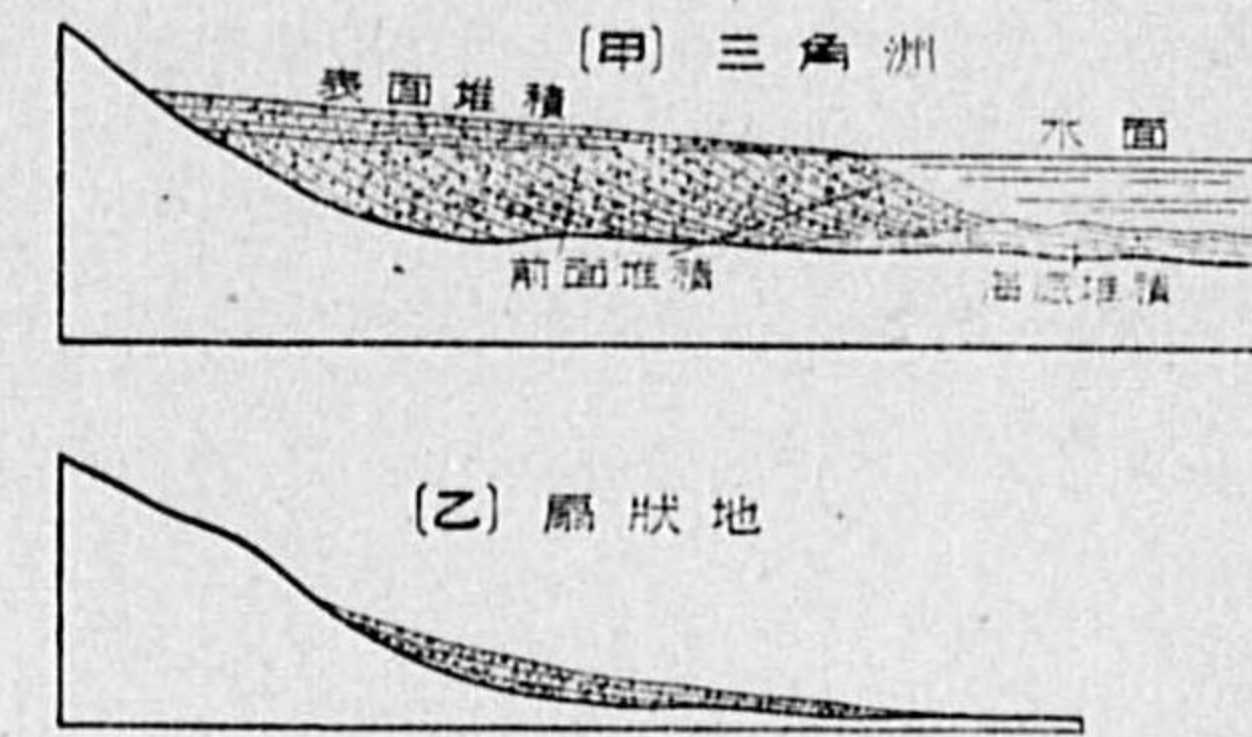
**6.2 河口洲の大きさ及び進出速度** 河口洲が漸次海中に進出する速さも知られて居る川がある。イタリーの北にあるポー河畔のアドリア市は今より1800年前のローマ時代には海港であつたが、今は河口から22.5kmもあるから、洲の進出は一年に約13mの割合となる。隅田川の洲も太田道灌築城(長祿2年、西曆1458年)以來、淺草橋附近より今日の河口まで進出したとすると、其の速さは一年に約13mとなる。又黄河の渤海に於ける進出は年平均290m、ナイル河の或處では一年に24m、ミシシッピー河では平均一年に104m、ローヌ河では16mといふことである。何れにしても、河口洲の進出は、上流に於ける雨壑の溯上と共に、河の長さの増大する二原因である。

三角洲の大きさは、川によつて大いに違ふ。ナイル河の三角洲は面積が22000方kmで、厚さはサガングの地で100m餘ある。ミシシッピー河のそれは廣さ39000方km、厚さはニューオルレアンスで300餘mである。日支事變前の黄河の三角洲頭は海より500km、海岸線約650kmに及ぶ。

**6.3 河口洲の特徴** 河が海へ出て三角洲を作るのは、山地から平野へ出た河が扇狀地を作るのと同類であるから、其の性質は頗る相似た所もあるが、然し又大いに違つた所もある。それは其の出来る場所が一方は水中であり、他方は初めからの地上といふ差があるからである。

(1) 三角洲の表面は極めて平坦であるが、其の前端水中部は比較的急傾斜、(往々30度乃至35度)になつて居る。之は静水中に於ける沈澱の當然の結果で、砂礫の自然休止角に近いものである。

(2) 三角洲を掘つて見ると、礫、砂、泥等の層が第117圖の如く交互に重なり合つて居る。之は増水時と平水時及び減水時の運搬力に應じ夫々粒の違つた沈澱をなしたものである。其の内、泥は河口から随分遠方まで擴がつて居るが、それは波

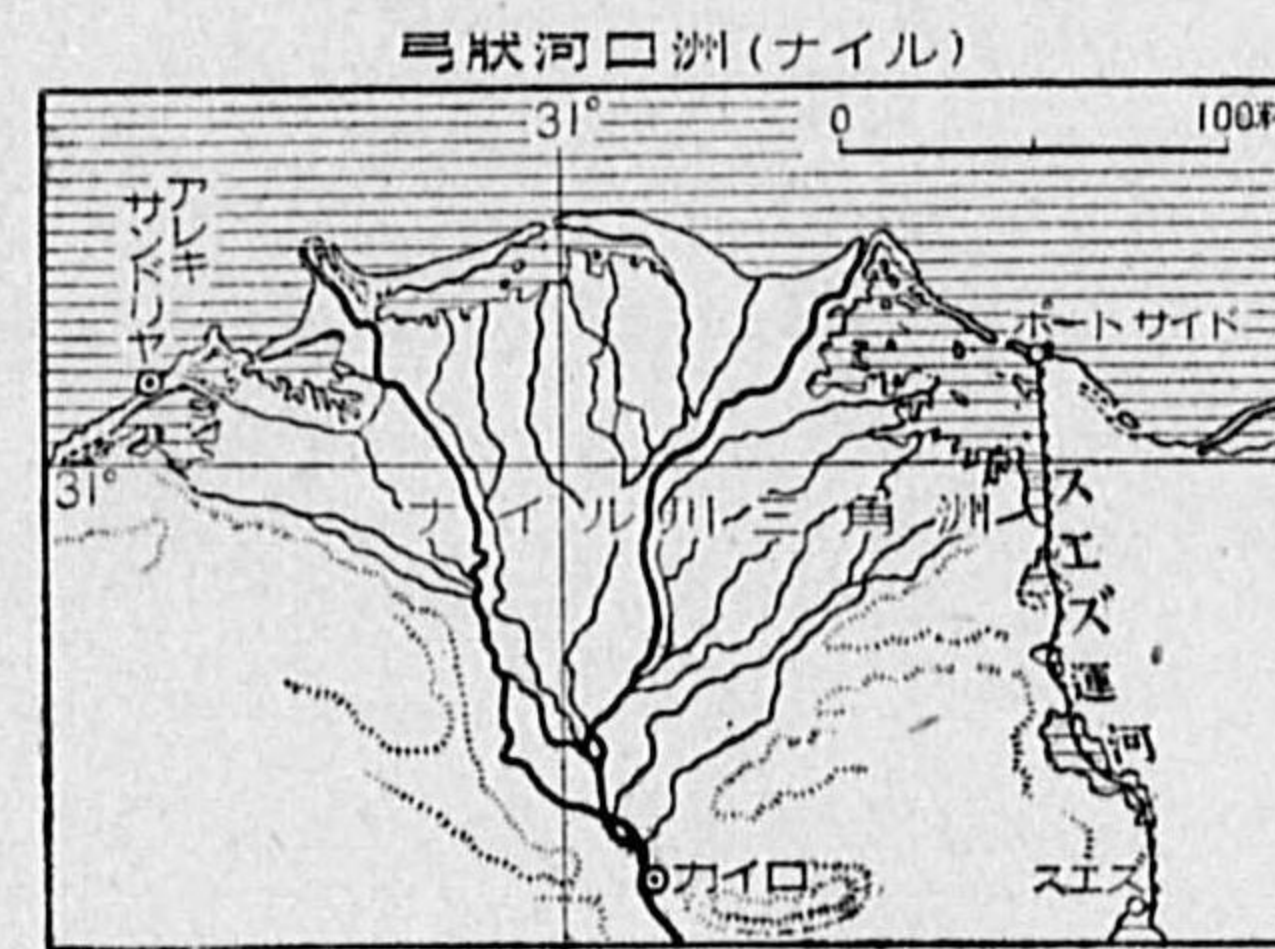


第117圖 三角洲の構造(扇狀地との差異)

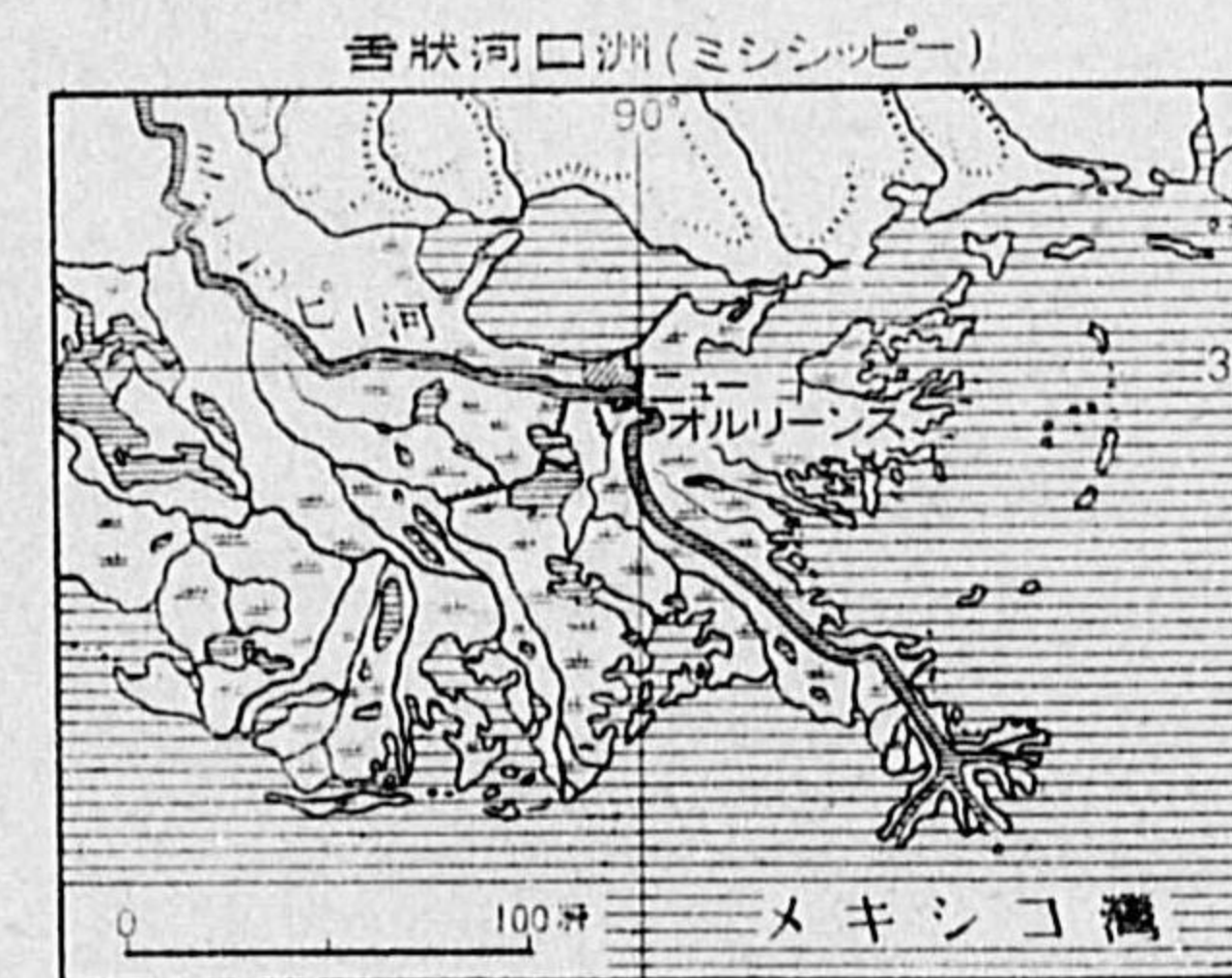
や潮流のために運ばれたのである。

(3) 河口洲の形は、自由に發達し得る場合には、扇狀地のそれと同じく三角狀となるべきで、ナイル河口のそれは絶好の模範と稱せられる(第118圖)。

然し實際には種々の故障があつて大いに形の變つたものがある。例へば(a) 山で圍まれた灣や湖に出来る河口洲は、充分に發達すれば其の圍まれた形になる外はない。泰のメーコン河は其の例である。(b) 波や沿岸流が或方向からばかり來る處では河口洲も河流自身も其の方向に偏曲するのは當然であるし、又(c) 河流に對し外海の波や沿岸流の

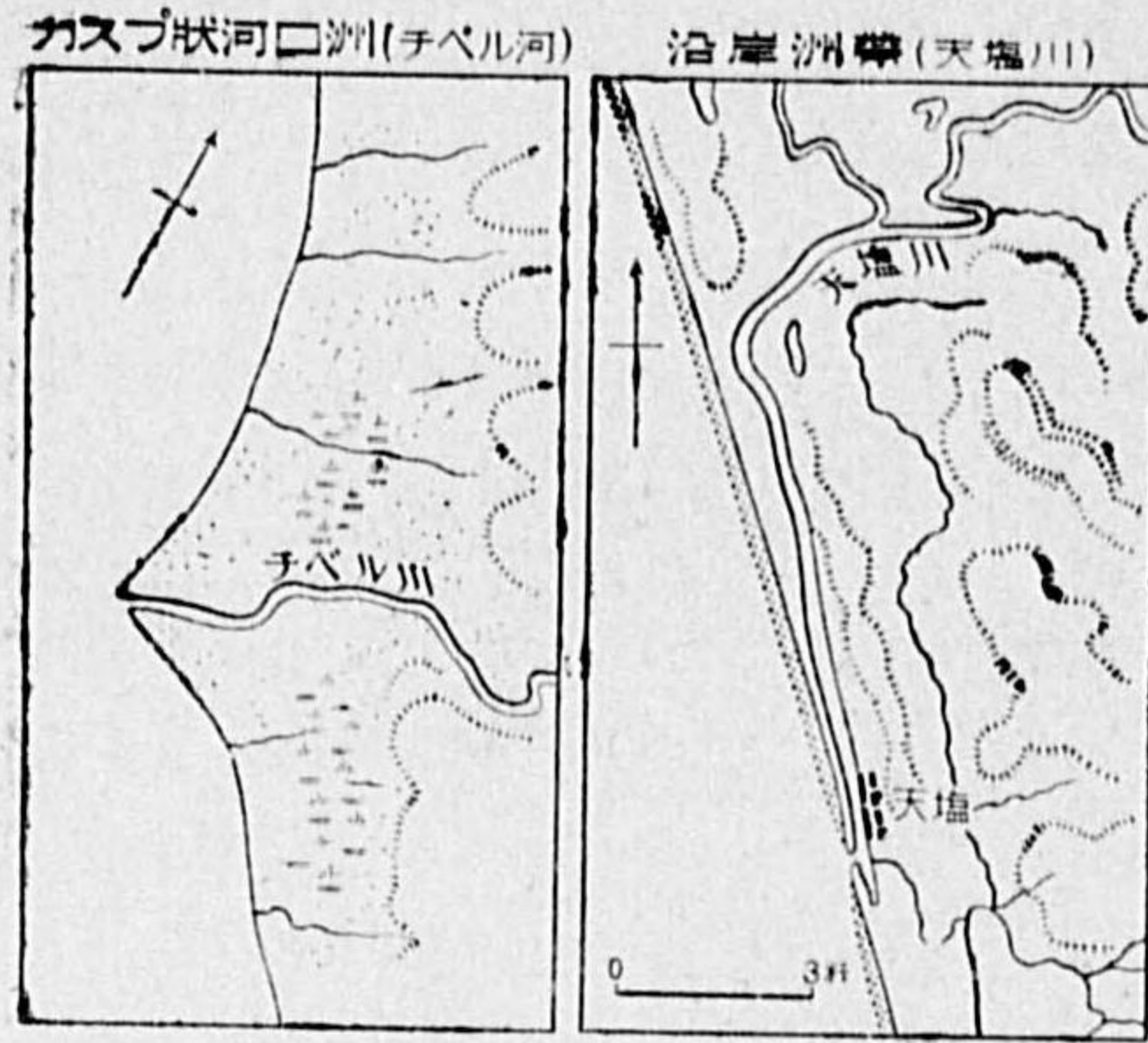


第118圖 河口洲の種々相(其の一)



第119圖 河口洲の種々相(其の二) 水量豊富にして海中遠くまで流出し得るもの





河流稍々優勢で、海中相当の處まで流出し得るもの  
 河流に對し海の波や沿岸流が遙かに有勢なるもの

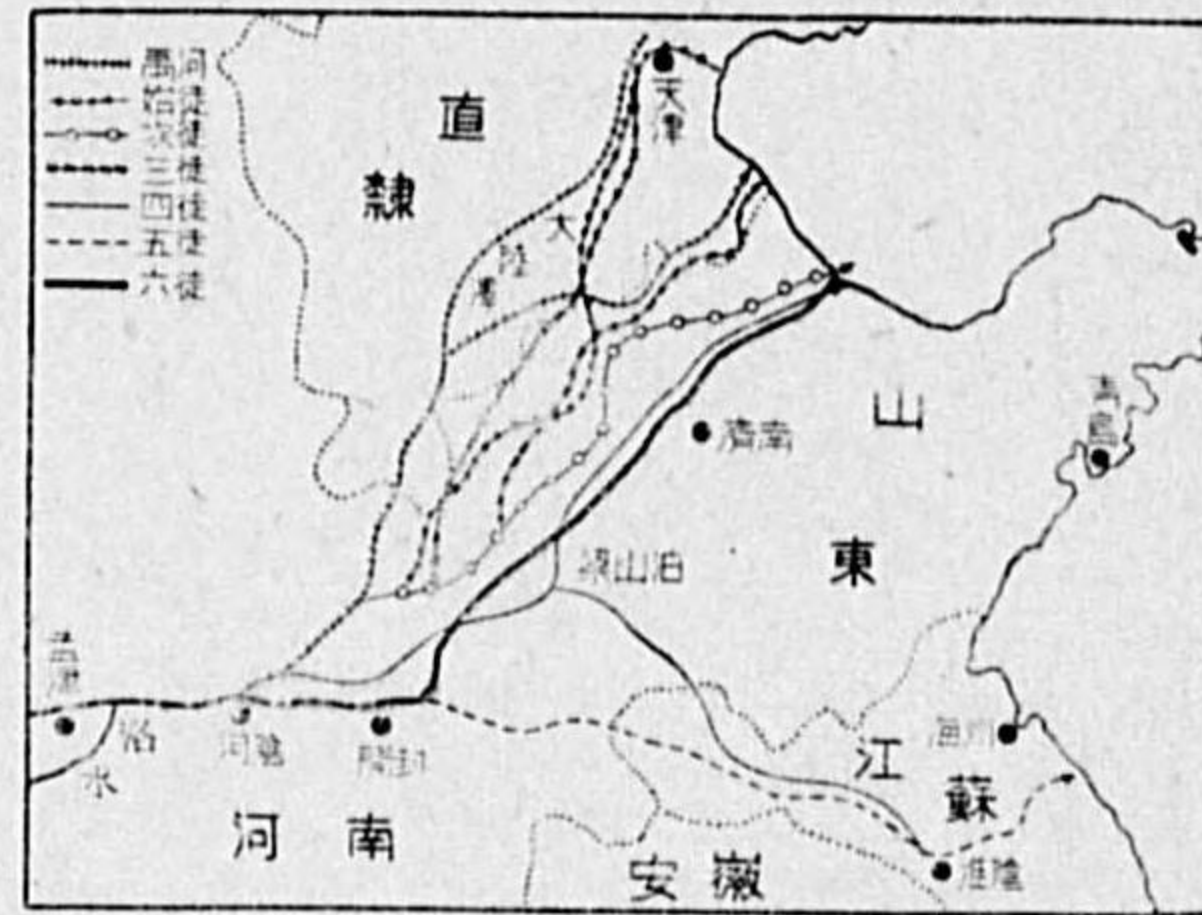
第120圖 河口洲の種々相(其の三)

が六回あり(第121圖), 昭和13年の蒋介石軍による人爲的大改道を加へ7回となる。即ち第一回は禹の治河後1677年に當る周の定王5年, 第二回は更に613年後の王莽3年, 第三回は更に1087年後の宋の仁宗8年, 第四回は更に146年後の金の章宗5年, 第五回は更に300年後の明の孝宗7年, 第六回は更に361年後の清の文宗咸豐5年で, 今回の蔣軍暴舉はそれより83年を経て居る。第四回までは大變遷といつても兎も角常に北流して勃海灣に入つて居たが, 第五回の大徙(支那では改道を徙といふ)では東南流して黄海に入る様になつた。それが第六徙で再び勃海灣に歸つて日支事變前の黄河道を成し, 更に今回の第七徙即ち蔣軍の爲に復々東南流して, 今日の主力は淮河に流れこんで居る。

(5) 河口洲内では、屢々河筋が幾つもの分流(Distributaries)に分れ, 甚だしき

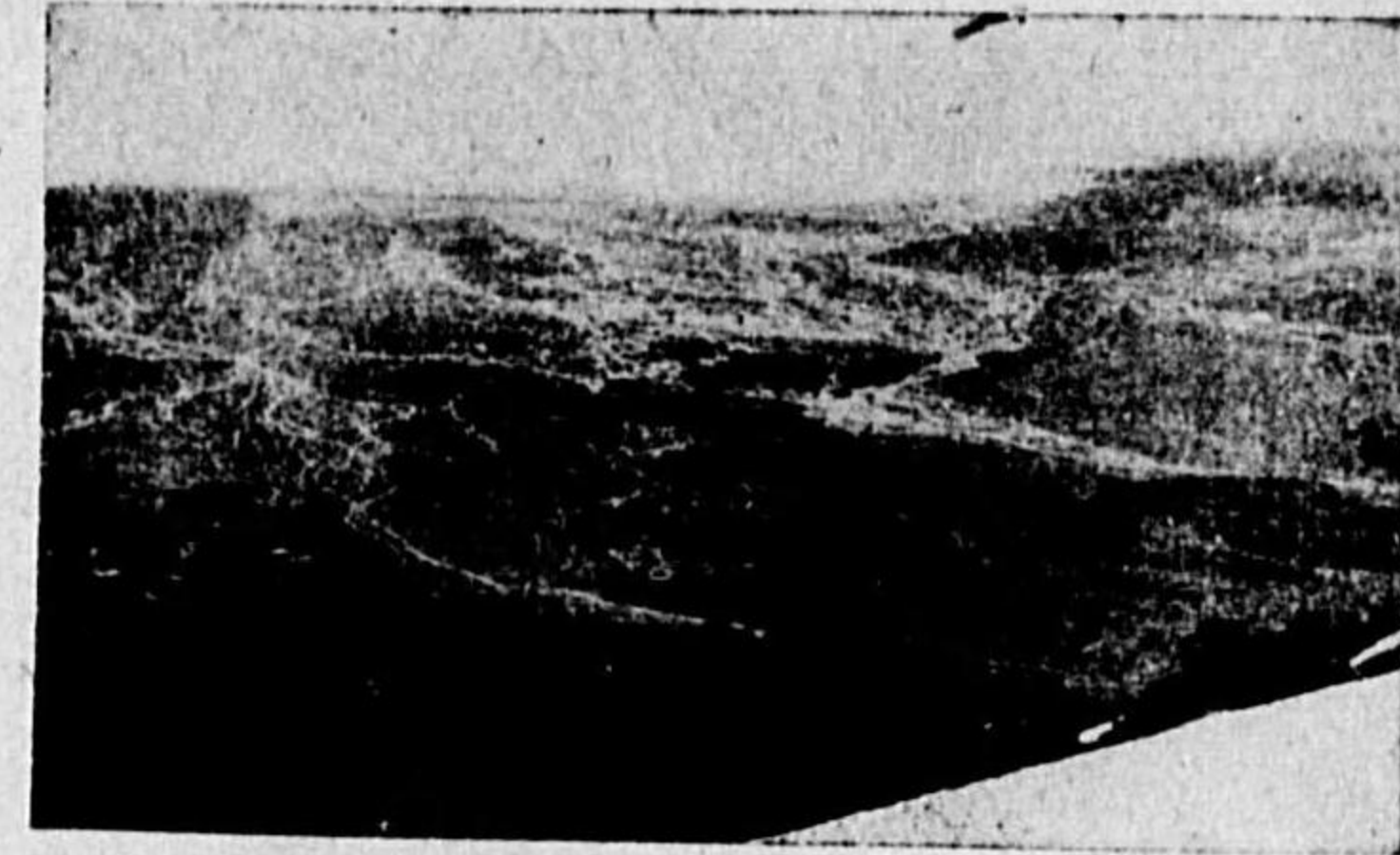
強さの程度により, 第119, 120圖の様な種々の形をとる。

(4) 河口洲内では洪水の氾濫が多く従つて河道の變遷が起り易い。其の最も大規模な例は黄河で, 鄭肇經氏によれば西曆紀元前2278年頃禹が洪水を治めて河道をきめてから今日まで4200餘年の間に堤防決潰して河道を變じたこと百數十回も歴史に残つて居る。其の内でも河道の大部分が改變した最も著しい大變遷

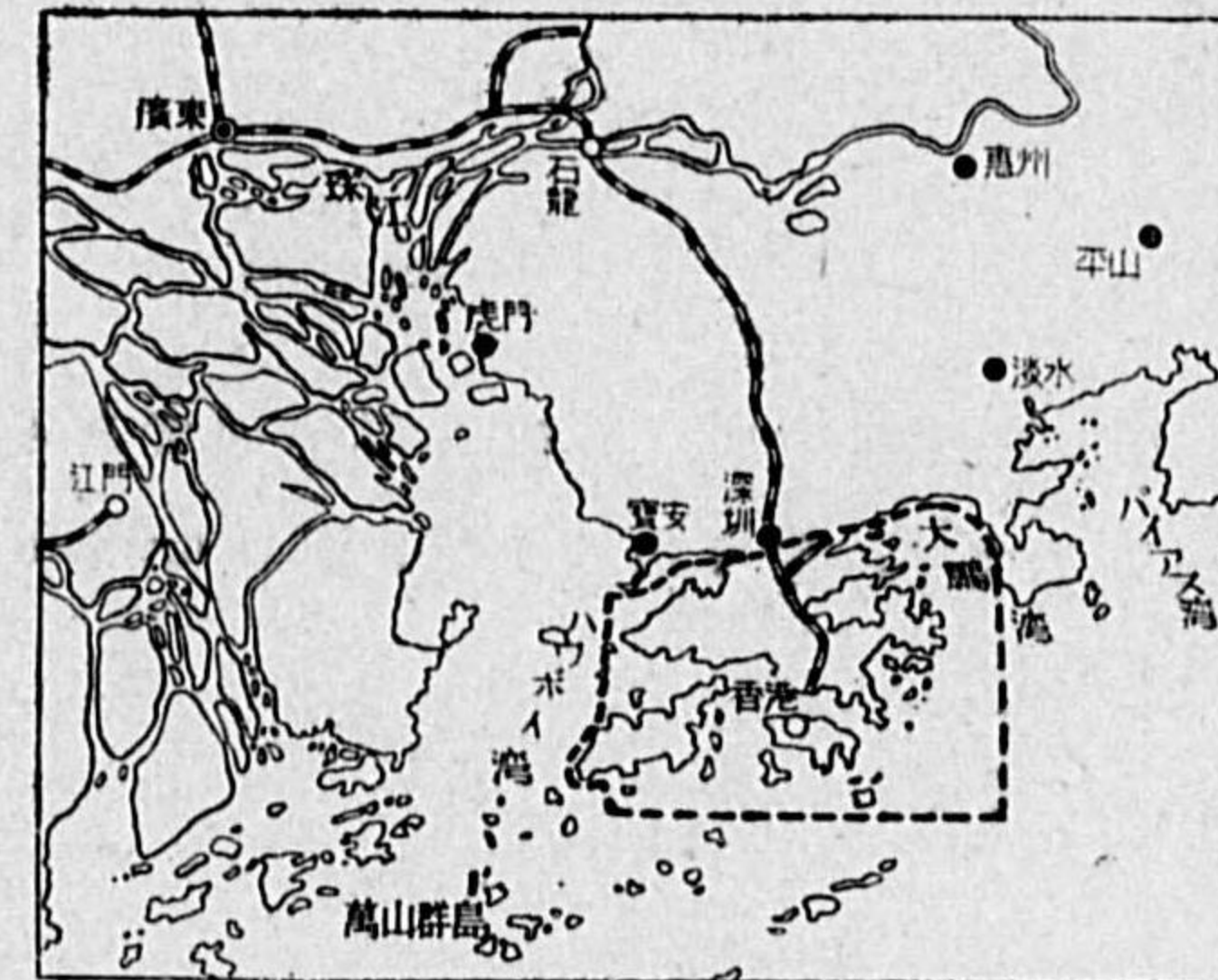


第121圖 黄河の河道變遷

は網状川(Braided stream)と稱すべき程になる(第122圖)。支那廣東附近の珠江河口も其の適例である(第123圖)。是等は, 河口がずんずん堆積して海中に進出延長すれば河道の縦勾配が愈々緩かとなるからで, 従來の河床だ



第122圖 アラスカの網状川



第123圖 珠仁の分流

けでは洪水時の疏通が到底不可能になり, 側方に決潰氾濫して或は河道を變じ或は分流を作るのである。分流は又別々に獨立の三角洲を作り同様の作用を繰返す。かくして隣同士の三角洲が續き合ふ際, 中間に海の一部を取囲み三角洲湖(Delta-lake)を生ずることも稀でない。

川の下流平野の内, どこからが河口洲かといふに, 理論上は元來海であつた部分だといへばよい様なものの, 實際には其の限界をきめることは容易でない。普通は簡単に第一の分流が出て居る所を上限として, それより下流を河口洲として居る。ナイル河では現河口より上流230kmのカイロ附近が始まりである。

### 第7節 河道の蛇曲

7.1 河道の蛇曲と延長率 中流以下特に下流の一大特色は, 河道の蛇曲(Windings or meanders)である。廣い平野を流れる河を少し小高い所から



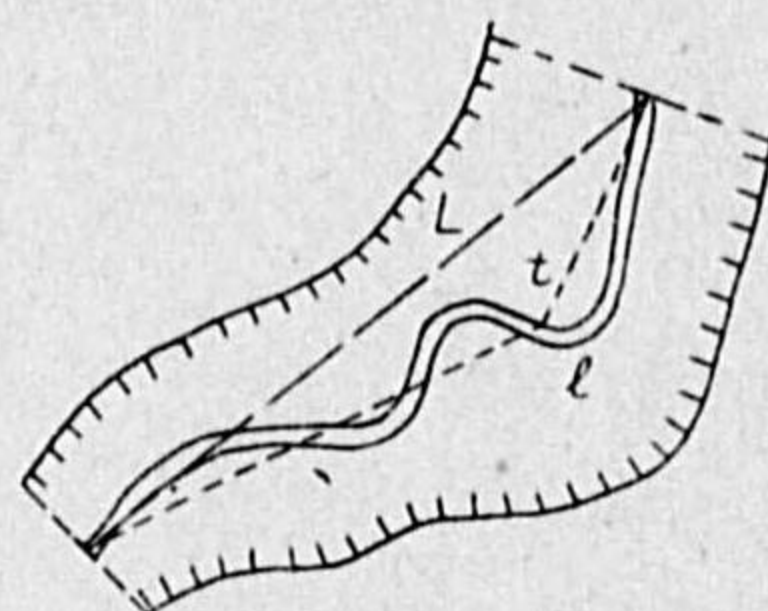
眺むれば、恰も銀蛇ののたくるが如く、忽ちにして右へ、忽ちにして左へと、ウネウネ曲つて居る。

【註】河道の彎曲を Meanders といふのは、小アジアの Meander といふ小川が、此の現象が極めて著しかつたので、それからとつた言葉である。

河谷の中で川がうねり行く度合を言ひ表はすために、二地點間の河道の迂餘曲折せる實際の長さ  $l$  と其の谷固有の長さ  $t$ 、直線距離  $L$  なるとき(第 124 圖参照)。

(i) 川の谷内比長  $\lambda = \frac{\text{河長 } l}{\text{谷長 } t}$

(ii) 川の谷内延長率  $\lambda' = \frac{\text{河長と谷長との差}}{\text{谷長}} = \frac{l-t}{t} = \lambda - 1$



第 124 圖

を作り、外國では共に Entwicklung の名で言ひ表はして居るが、私は前者を谷内比長、後者を谷内延長率として區別したい。尙ほ川の曲線比長 (Kurveentwicklung) なるものも考へられ

(iii) 川の曲線比長  $\varphi = \frac{\text{河長 } l}{\text{直距離 } L}$

とせられる。

同様に河谷其のものに就いても

谷の比長  $\tau = \frac{\text{谷の實長 } t}{\text{直距離 } L}$

谷の延長率  $\tau' = \frac{\text{谷の實長と直距離との差}}{\text{直距離}} = \frac{t-L}{L}$

なるものが考へられる。従つて  $\tau\lambda = \varphi$  なる關係がある。

ブカナン (J. A. BUCHANAN) 氏の調査から四五の川の谷内延長率を出して見れば次表の様な程度である。

第 85 表 歐米諸川の延長率

河 名	ミシシッピ	ライン	ドナウ	テムス	ラーン
延長率 $\lambda'$	0.72	1.00	1.00	0.68	0.7

又グラベリウス (Gravelius) がザール河で各種の比長を調べ、河底勾配と對

照せるものは第 86 表の如くで曲線比長及び谷の比長は勾配と一定の關係を示さないが、川の谷内比長は勾配と反對に増減し、最も意義ある量らしい。

第 86 表 Saale 河の各種比長

範 圍	河長 $l$ (km)	谷長 $t$ (km)	直距離 $L$ (km)	谷内比長 $\lambda$ (%)	谷の比長 $\tau$ (%)	曲線比長 $\varphi$ (%)	勾配 $I$ (%)
水源—Pulschnitz 間	12.0	11.7	8.4	102.6	139.9	142.7	18.17
Pulschnitz—Hof	24.0	21.5	14.0	111.6	153.6	171.4	1.58
Hof—Weischnitz	111.0	107.5	49.0	103.3	219.4	226.5	2.29
Weischnitz—Unstrut	105.0	93.0	68.0	112.9	136.8	154.4	1.11
Unstrut—河口まで	174.8	127.0	86.9	137.6	147.7	203.3	0.29

若し河水の流れる地面が全部均一勾配で且つ同質のものであるならば、水路は最大勾配に沿うて直線となるべき理であるが、實際は川がかく廻々彎曲するのは、最初の誘因として、河道面元來の凹凸不規則、地質の不均一、河岸の崩落、支流の流入等、苟も水流の障害となり、兩岸の均齊を破る事情は、皆數へあげることが出来る。尙ほベーア (BAER, K. E.) 氏が初めてシベリアの川で注意指摘した様に、地球自轉による偏向力も河流を曲げる動因となり得る。

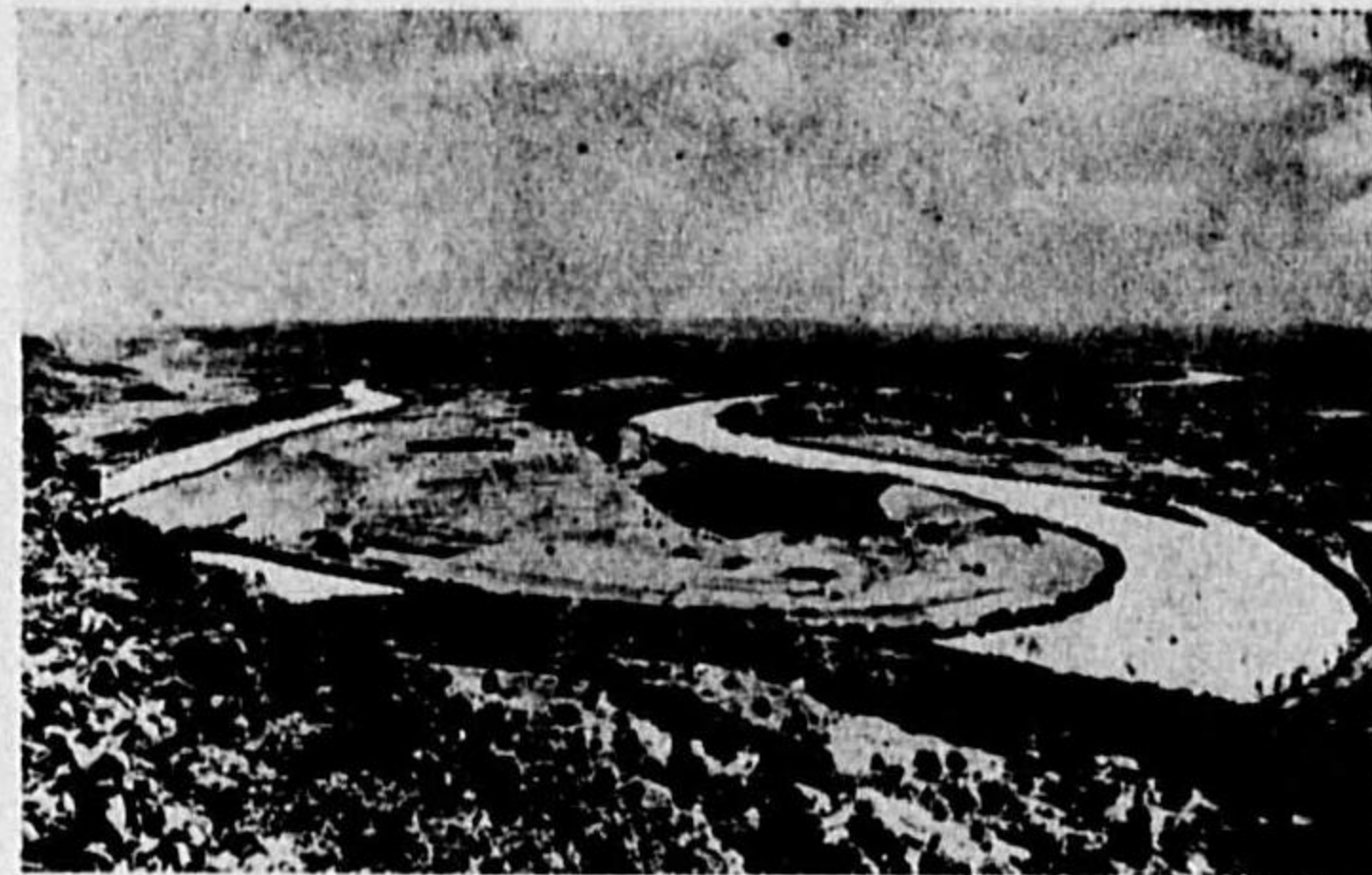
此等外部の誘因によつて河が一度うねり出した其の後の發達の原動力は、河水自身の作用特に側方洗掘 (Lateral corrasion) で、彎曲の度を進めると同時に幾つも幾つも順次左右交互に其の數を増すのである。勿論この原動力が存在する根本的原因は、其の直流勾配では底質に應ずる平衡勾配よりも大なる地域たることである。即ち河が平衡を得んとして其の勾配を減するため途を長くせんとして蛇曲するにすぎない。

7.2 河道彎曲の發達と移動 上流溪谷の曲折は主として岩磐の地質構造によつて決せられ寧ろ破綻的であるが、中流以下の氾濫平原内に於ける彎曲は、其の發達が主として流水自身の作用により極めて圓曲である。今其の然る所以を説明しよう。

河流の一部が外部の或誘因で多少の彎曲をしたとせよ。彎曲部では、水の惰力によつて凹岸 (川中より見て凹) に衝突し、そこで反射されて少しく下の對岸に突き當る傾向となる。水の強く突き當る側は流速最も速く、當然烈しく



岸が洗掘されて退却する。従つて最初の彎曲凹岸は益々ひどい凹岸となり、



第 125 圖 美しい河の蛇曲(テネツシー河)

また別に少し下流にも凹岸が出来て第二の彎曲が現れる。かく凹岸に対する河流の側方洗掘は、河道彎曲の發達を促す積極的主因であるが、然しそれだけでは河幅が廣くなり流速が衰へて到底充分に進展出来まい。ところが、凹岸の洗掘と同時に、凸側には土砂礫の堆積がある。凸岸の下は流れの蔭に當る所で、流速が遅いからである。此の凸側(少し下手)の堆積があつて始めて、側方洗掘の効果を確保し、河道彎曲を完成する。かくて河が蛇曲によつて、其の岸を浸蝕崩壊する傍ら、他側には砂礫を堆積して河原を作りつゝ行くと、結局河道は漸次其の位置をかへる。之を河の移動(Migration)といふ。彎曲を増大しつゝ同時に其の彎曲を下流に移動させるのである。彎曲部の間に挟まれた地域を袂状部(Lobe)といふ。

彎曲が極端にひどくなれば其の初りと終りの部分とがくびれるほど近くなる(第 125 圖)。此の期になると其の頭と上下二點の僅かな落差の處を長い迂回路を取るため、河床勾配は實に僅少で水の疏通は不自由となり、洪水時には忽ち氾濫し易く、遂には頸部が切れて直通する。かくて一旦新路が開けて見ると、其の方は勾配が何層倍も急で所謂遷急點を形成し水は甚だ流れ易いからそれが本流となり、舊路はほんの僅かな水が緩かに流れるだけの一支流に化してしまふ。而も其の内には新路と舊路の界に土砂が堆積閉塞して兩者を遮斷し、舊路は三日月形の水溜りに化す。之を三日月湖(Ox-bows)と呼び、年月を経れば次第に埋もれて濕地となる。ミシシッピー河畔には其の例が甚だ多い。我が國では北海道

また別に少し下流にも凹岸が出来て第二の彎曲が現れる。かく凹岸に対する河流の側方洗掘は、河道彎曲の發達を促す積極的主因であるが、然しそれだけでは河幅が廣くなり流速が衰へて到底充分に進展出来まい。



第 126 圖 米國コネクチカットの三日月湖

や樺太に見られるが特に石狩川が有名である。

第 127 圖は其の一部分を示す。

以上の説明は別に下流に限ることなく、中流否な上流にも適用してよさそうに見えるに拘らず、實際に彎曲が最もよく發達するのは中流以下特に下流の平原で、グラベリウスの調査によるも川の谷内比長は勾配の小なる處即ち下流ほど増大するのである。之は何故であらうか。その理由としては次の三點をあげることが出来よう。

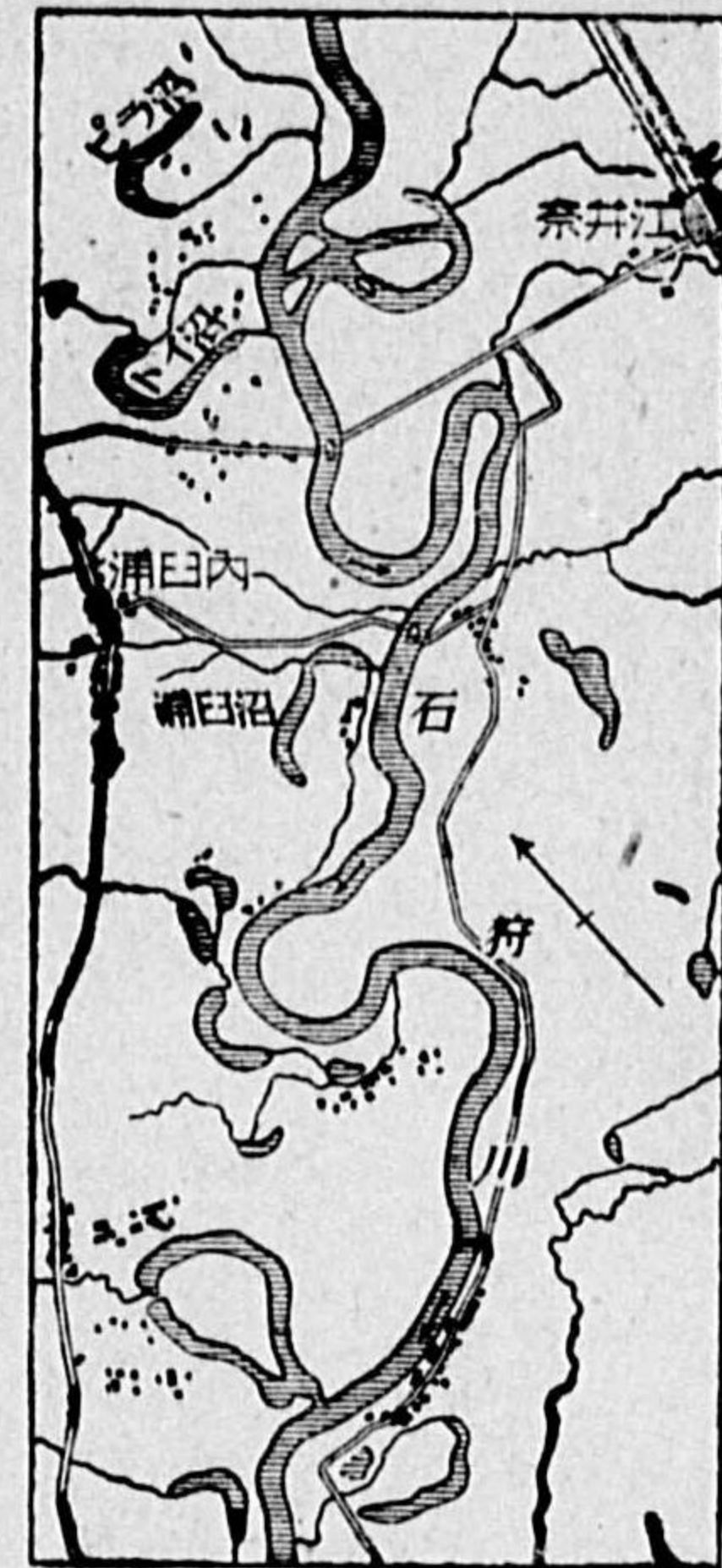
(イ) 下流は河岸が低く且つ軟弱で側方浸蝕容易であるが、上流の兩岸は多く堅岩で而も高い山腹になつて居るから、川の側方侵蝕は最も困難であること。

(ロ) 下流は一般に水量豊富で比較的深いから側方侵蝕力が大であるけれども、上流は之に反すること。従つて下流でも極めて浅い川は側方侵蝕が微力で彎曲は少い。ラルガ河の如きはその例である。

(ハ) 下流は流速緩やかなため惰性少く、流路の一寸した障害にあつてもすぐに流向を轉じ易いが、上流は流勢急なる爲、凸岸にも堆積行はれず途中に多少の障害物があつても之を突き破り直進せんとする力が強いこと。

是等の理由によつて彎曲は下流に顯著となる。而してその曲線の大きさは水量及び勾配によつて左右され、水量多き緩流は大曲線を、水量少く流れの速い小川は小曲りをする。例へば野中の小川は曲率半徑數米の小曲線すら描き、ミシシッピーでは徑 10 km、周圍 30 km の彎曲さへある。

7.3 谷線と流心線 河の彎曲は只一つではなくて、左右交互に曲がるから、其の間には曲がる向きに移り變る眞直な部分がある。其處を轉向部(Crossing, Übergang)と名づける。



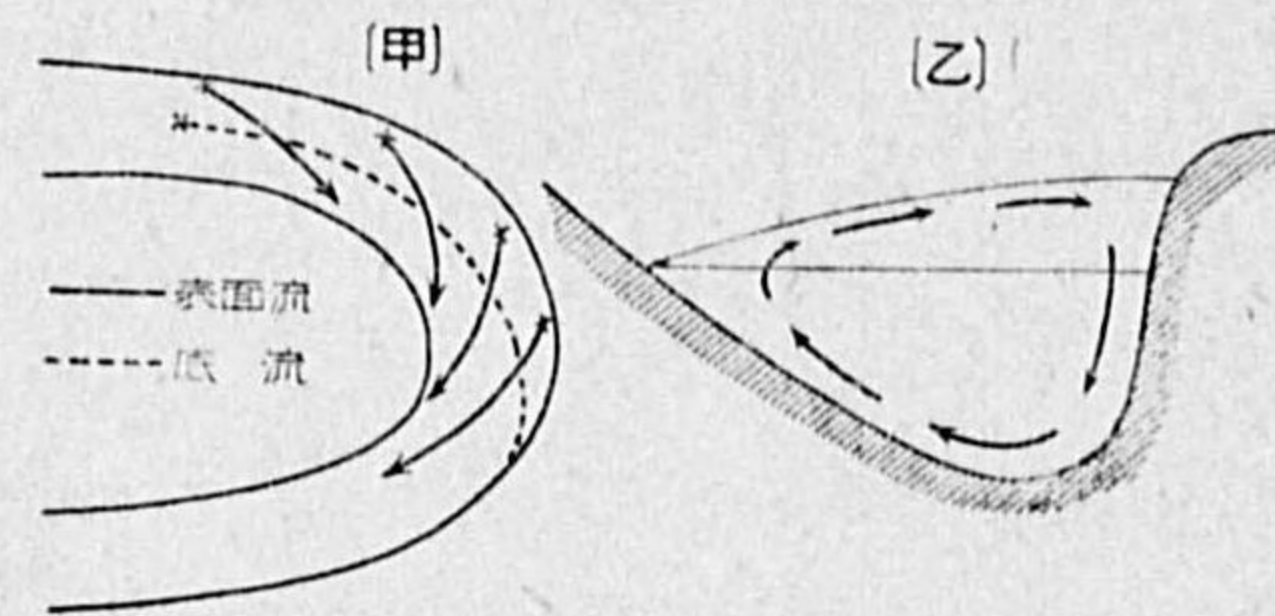
第 127 圖 石狩川の三日月湖



彎曲部と轉向部とは次の様な特徴がある。

- (1) 一般に彎曲部は深くて淵をなし、轉向部は淺くて瀬になつて居る。但し
- (2) 彎曲部の深くなり方は凹岸に偏し、凸岸側は淺く、河床の横斷形状は不等邊三角狀をなす。

これ凹岸には、水が突き当たりつき当たり流過して岸を洗ひ崩すばかりでなく、流水が集まつて水勢は強いし、且つ水面が盛り上がり、延いては岸側に沿うて下降流まで生じ、河底をも深く掘鑿するからである。第128圖

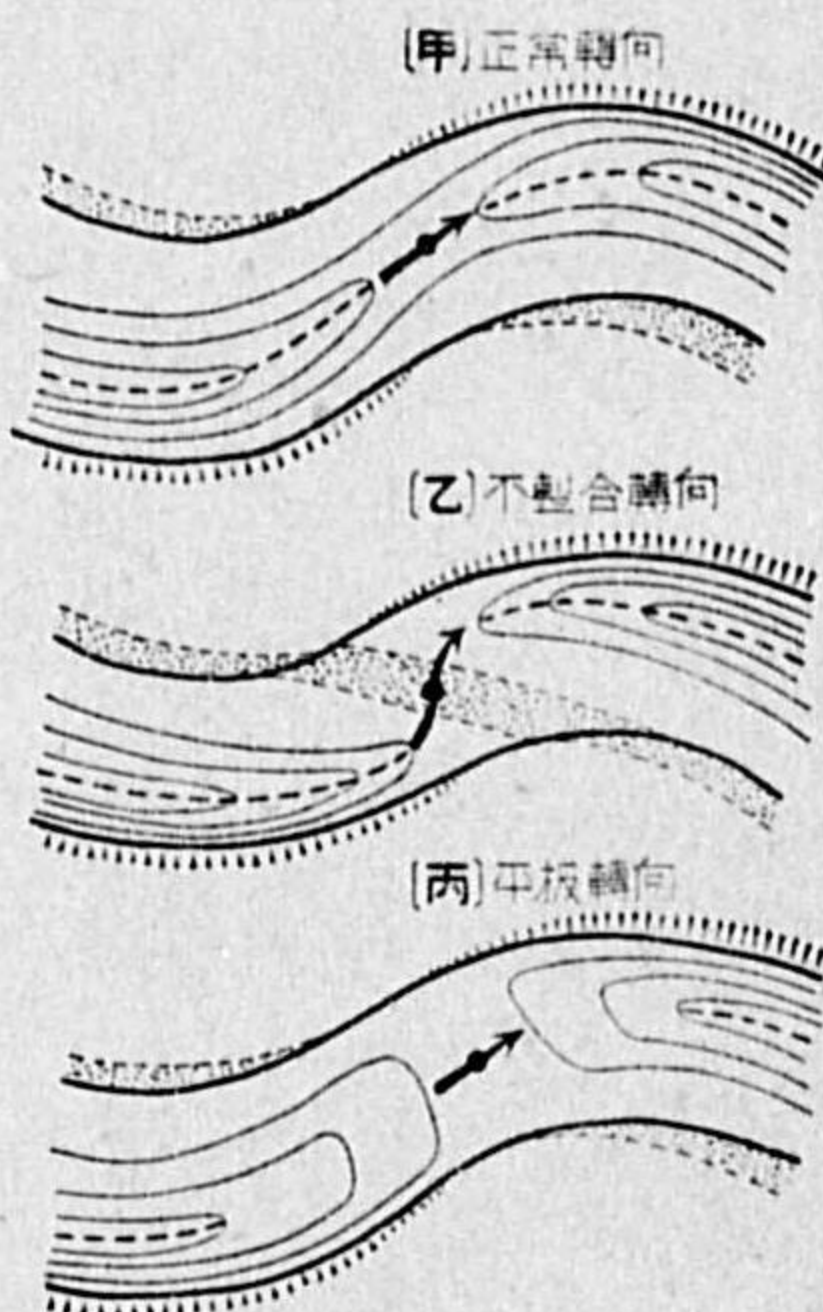


第128圖 彎曲部の流向

(甲)は、トムソン(THOMSON)氏が色素粒を底や曲管側壁の所々に置いて、水の流向を目に見えるやうにした實驗の結果である。イーキン(M. EAKIN)氏は泥炭や石灰の粉を流したり、又水中活動寫眞で細泥の運動を撮影したりして、ミシシッピー河の彎曲部で横流のあることを證明した。又吾々は阿蘇の黒川で、其の横斷面上に於ける浮沙及び溶解物質の分布状態から、横流の存在を判定した。

彎曲の度がきつい程以上の作用も亦強く凹岸は愈々急勾配となり、河岸物質の休止角(Angle of Repose)に當る程となる。例へば粘土質砂岸は殆んど鉛直な絶壁となり、礫岸では40~50度の傾斜になる。之に反して凸岸は流勢弱く、自然に砂礫を堆積して淺く、河原續きになる。

河に沿うて各斷面中の水深の最大な點を連續した曲線を谷線(Talweg)と稱し、流速の最大な點を連結した線を流心線(Stromstrich)と呼ぶ。兩者は通例殆んど一致するが、只彎曲凹岸の絶壁となつて居る場合とか、或は洪水時とかには、流心線が谷線より多少河の中央側に移る。



第129圖 轉向部の三種

(8) 轉向部に於ける谷線連續の仕方には三種ある(第129圖)。

- (a) 正常轉向(Normal U.) 上下彎曲部の谷線が連續的に續くもので、水流も極めて正調である。
- (b) 不整合轉向(Verschobener U.) 上下谷線が連續せず全く別々に斷絶せるもので、水流は此處で急に流向を變じて斜行する。其の上、表層と下層との流れに大差があり、舟航には最も悪い。
- (c) 平板轉向(Platter U.) 轉向部附近の淺瀬が殆んど全部一樣な深度の淺臺地をなして居て、特に谷線或は流心と見るべき中心のないものである。

7.4 ファルグの法則 彎曲の度即ち曲率と之に應ずる水深及び勾配等の關係は、ファルグ(FARGUE)氏が熱心に研究した處で、次の様な法則を得た。

(1) 谷線中の最深點は、最急曲率の點よりも河幅の約2倍ほど下流にある。又、最淺點は曲率轉向點より略ぼ同量だけ下流にある。例へばウェーバー(WEBER)氏によると、エルベ河の幅100乃至110mあるところで、谷線の最深及び最淺點は曲率の最大及最小地點から夫々211.2m及び211.0mの所にあつた。

(2) 同一の川では谷線の最大深度は曲率の大なるところ程大きい。

例へばライン及びエルベ河での調査は次表の通りである。

第87表 彎曲部の曲率と水深との關係

曲率 (km <sup>-1</sup> )	ラ イ ン 河					エ ル ベ 河		
	0.150	0.352	0.673	0.873	1.314	0.34	1.06	2.50
最大水深 (m)	4.4	5.1	6.9	8.6	13.2	1.99	2.38	2.85

(3) 同じ川では谷線の平均水深は其の平均曲率に従つて増加する。

例へばオルナム(ORNUM)氏によると、エルベ河では平均水深 $h$ (m)と平均曲率 $\bar{c}$ (km<sup>-1</sup>)との間には

$$h = 1.50(1 + \sqrt{c^2 + 1.71c})$$

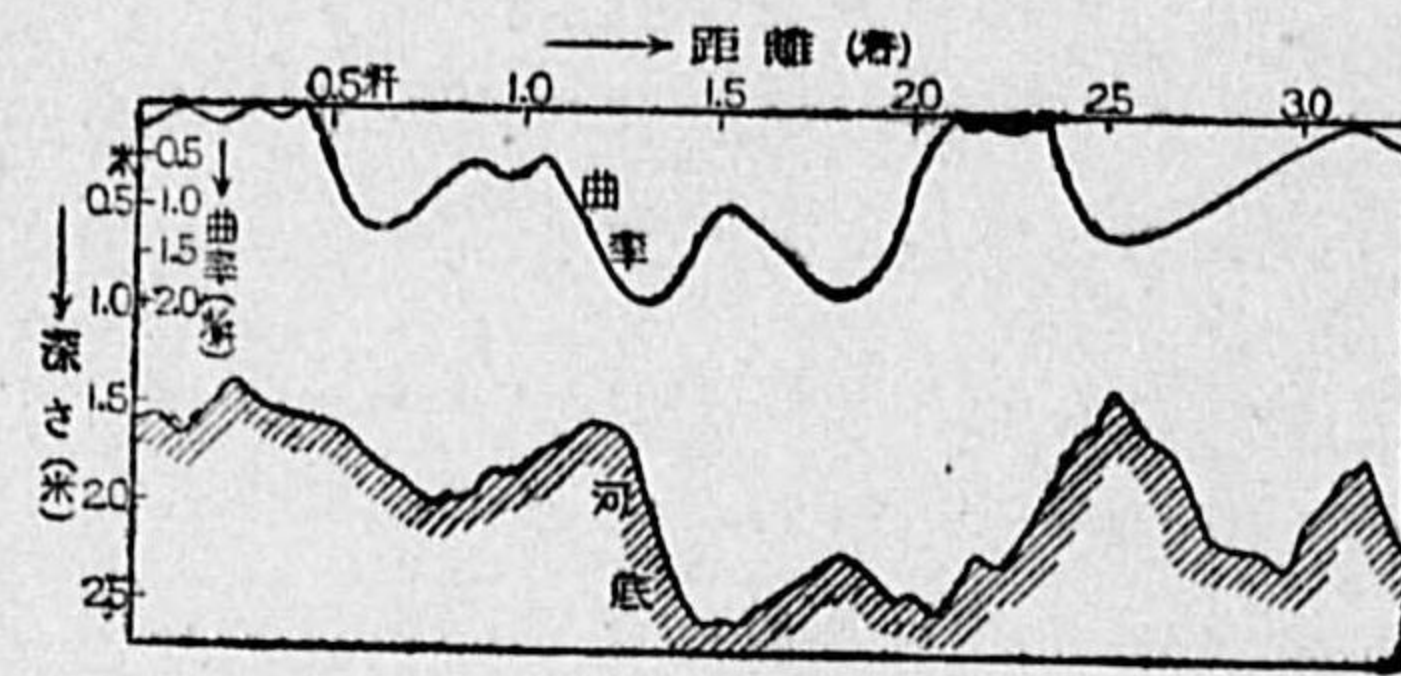
なる關係があるといふ。

(4) 曲率が連續的に變れば谷線の深さも連續的に徐々に變化する。即ち



曲率の變化は谷線上の河底の昇降と照應する。

例へば第130圖は其の一例である。



第130圖 曲率と水深との照應(エルベ河)

1.32 km, エルベ河では 1.4 km 程度が適當といふ具合で, 河によつて違ふが, 凡そ河幅の10倍乃至12倍が最も良いらしい。

(6) 低水時の水面勾配は曲率増せば減じ, 曲率減すれば増加する。

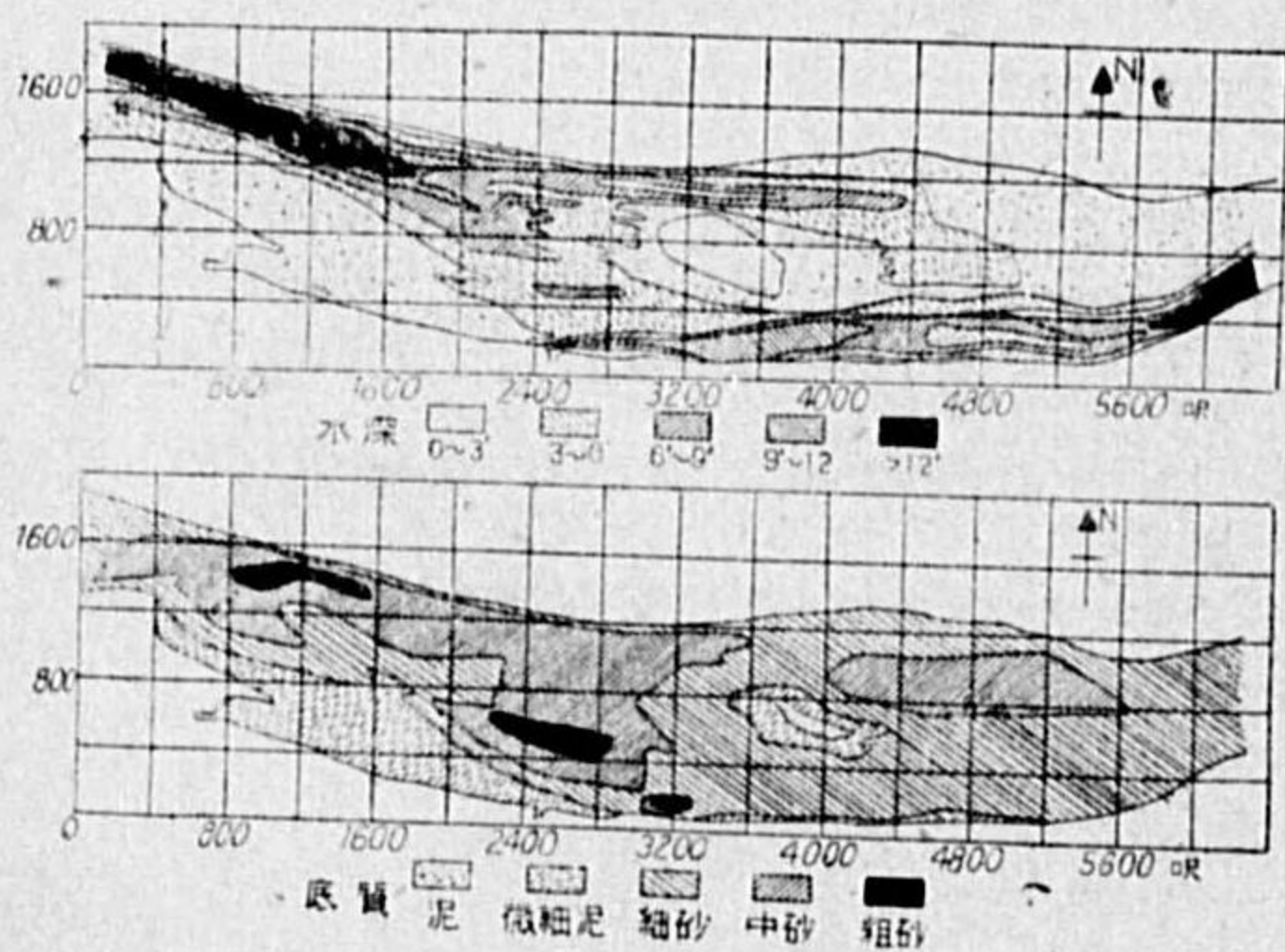
(7) 低水時の横断面積は水量同一ならば曲率大なる處程大なり。

洪水氾濫時には彎曲部も直線部も一連の水面となるから, 曲率の大小に伴ふ水面勾配乃至断面面積の變化は不明瞭となる。

又上の(7)に(2)及び(3)を参考すれば

(8) 「流速は曲率大なるところほど遅い」ことを知るであらう。

7.5 彎曲部に於ける底質分布



第131圖 ミズリー河の一彎曲部に於ける流速及び底質分布

(9) 谷線の深さが最も良好なるためには, 彎曲部の長さが適當なるを要す。彎曲部が長きに過ぎても短きに失しても比較的浅い。

例へばファルグ氏によると, ガロンヌ河では彎曲部

モア島を廻る彎曲部につき, 深度, 流速の分布と共に底質の分布をも調査して第131圖を得た。この底質は大部分1/2乃至1/16 mmの細粒で, 流速が比較的大なるため絶えず動いて居るが, 兎も角, 淤泥(粒徑1/32乃至1/16 mm), 微細砂(1/16乃至1/8 mm), 細砂(1/8乃至1/4 mm), 中砂(1/4乃至1/2 mm)に區別し

て見た。この圖によると次の特性が看取される。

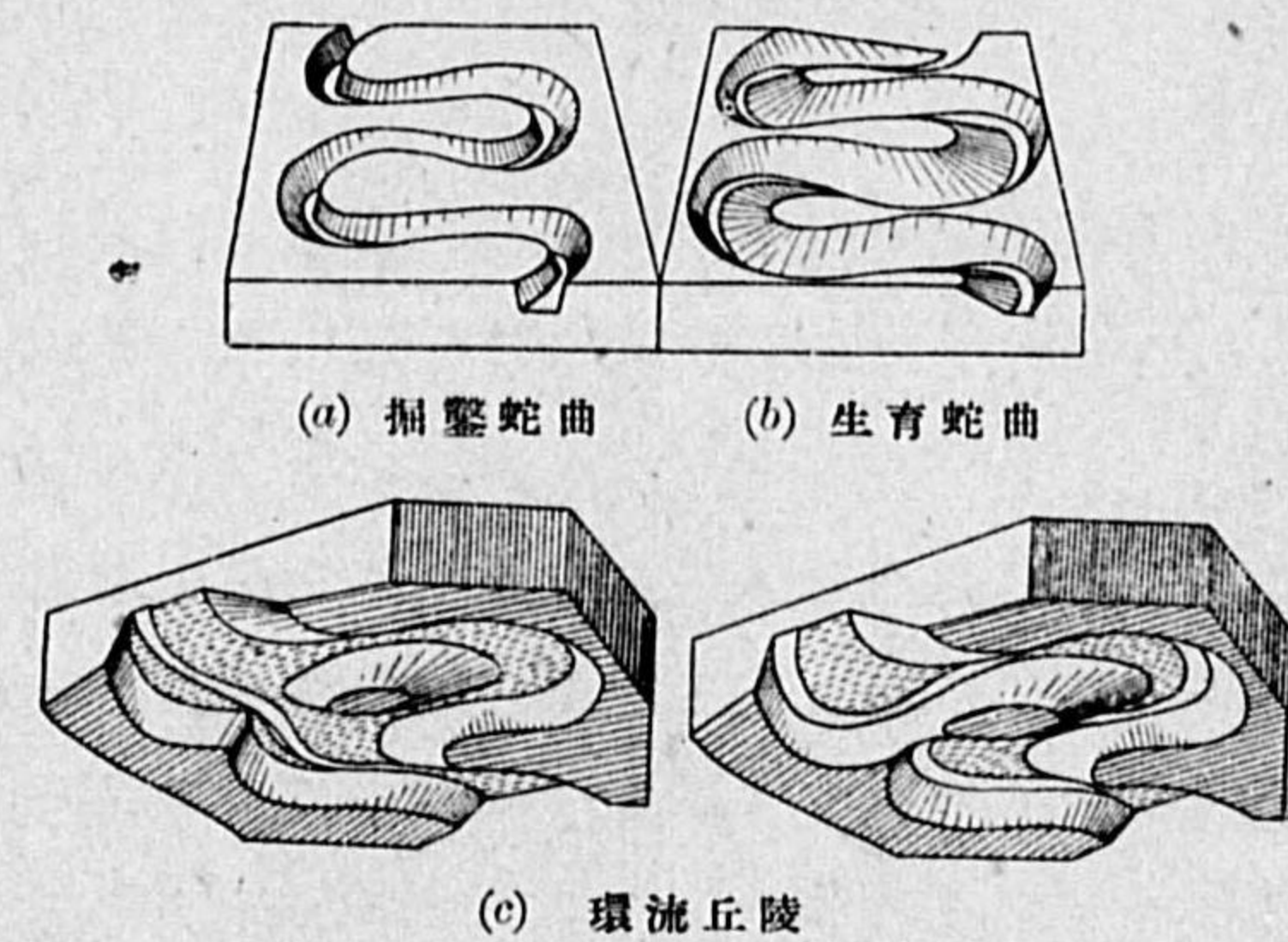
- (1) 最大粒は底流速の最大な所にあつて, 轉向點よりは上流に存在する。
- (2) 螺旋流をなす處ではその上昇流となる處に細砂がある。
- (3) 轉向部を形成する横斷淺洲を除けば, 浅い處が流速小で, 底質も細粒である。
- (4) 水流が深所より浅處へ流れる處では, 轉向點が粗砂である。
- (5) 最小粒は縦方向の淺洲下端部にある。

7.6 穿入蛇曲 以上は普通河川の蛇行に就て述べたのであつて, 兩岸地面は大體其の河自身が堆積した土砂で出来たもので, 洪水時には水の氾濫があり土砂の堆積を見る所である。然るに川によると時には深いS字狀の峡谷をなして蛇曲し, 如何な洪水時でも氾濫せず, 其の兩岸地面は到底現状の川で堆積したものでないことの明かなものもある。かゝる蛇曲を穿入蛇曲(Incised meander)といひ, 四國の四萬十川や大井川, 太田川等に其の例が見られるといふ。普通の蛇曲は之に對し自由蛇曲と稱することもある。

穿入蛇曲の成因は, 自由蛇曲をやつて居た川の地域が地盤隆起によつて勾配を増し, 浸蝕作用が急増した爲と解せられる。

穿入蛇曲には其の河岸が非常に高い爲, 掘鑿蛇曲(Intrenched meander)といつて垂直浸蝕ばかりで殆んど側方浸蝕の現はれ

て居ないものもあるが, 全然側方浸蝕がないわけではないから多少曲率を増加しつゝある生育蛇曲(Ingrown meander)といふものもある。前者の谷壁は大體左右對稱的であるが, 後者では凹岸は急で凸岸は階段狀の緩斜面をなすのが特徴である。尙ほ生育蛇曲では彎曲が極端にひどくなつて, 自由蛇曲



第132圖 穿入蛇曲



の場合と同様に其の頸が細められ遂に切斷して、第132圖(a)の如く元の袂状部だけ島状に残り環流丘陵(Umlaufberg)といふものを形成することがある。周圍を水で繞らされる丘陵は亦、斜交する支流の合流點より稍、上方を本流の浸蝕が進んで來て貫通奪取し、其の間の本支流間に挟まつた地域が取殘されて出来ることもあるが、左様なものは貫通丘陵といつて、一本の川の蛇曲作用のみにより出来る環流丘陵とは區別する。

## 第8節 氾濫平原

8.1 氾濫平原の擴大 中流以下の著しい特徴の一つが、氾濫平原の存在であることは既に述べた。然らば洪水時には氾濫平原全部が水に蔽はれるかといふに必ずしも然らずで、寧ろさういふのは少い。

たゞ山地の狭い氾濫平原くらゐが、洪水に際し山麓の高岸まで直接に水が來て、岸を洗ひ崩し氾濫區域の擴大に努める。而も此の邊の氾濫平原は河の彎曲した凸岸のみにあつて、反對の凹岸は直接高い懸崖をなすのが少くない。

然し中流のすつと下あたりになると氾濫平原は兩岸とも頗る廣く、ミシシッピーなどでは其の幅20乃至75哩にも及ぶのである。かういふ廣大なになるといくら大洪水でも平原全體に水が行き互るものでない。それではどうして現在洪水も届かぬ遠い所まで氾濫平原が擴がり得たか。

思ふに之は主として河道の蛇曲に伴ひ河自身が其の位置を移動するからで、浸蝕も堆積も大區域に及び得るのである。河道の移動なき單なる側方洗掘のみでは、到底かゝる大平原を包容するだけのU字谷は出来得ない。

8.2 氾濫平野の堆積—自然堤防 氾濫平原の地質は、中流部の上端では岩盤にちよつと砂利がのつて居る程度の處もないではないが、普通は大抵厚い沈澱物の層から成つて居る。例へばミシシッピーのそれは厚さ數百呎にも及ぶと云ふ。

氾濫平原に土砂堆積の多いのは、蓋し洪水時に河岸を溢れ出た濁水が、(a)

急に其の水深の淺くなること、(b)沿岸地には多く草木が繁茂して流れを妨害すること、等のため、大いに流勢を減退するからである。其の上(c)沿岸地が滲透性だと、河畔を離れるにつれて氾濫水が地下に滲漏して水量を漸減することも亦大いに土砂沈澱を促進する。かくして氾濫平原は洪水毎に次第に高くなる。ナイルでは其の量100年に約十數種の割になるといふ。

次に此の堆積と關聯して考ふべきは自然堤防の問題である。第103圖に掲げた様にU字谷には自然堤防のあるのとないのとあるが、同圖(甲)の様に自然堤防のないのは、氾濫平野が狭くて洪水は常に山麓まで達し、山麓からの風化物質の供給が多いか、或は谷底が粘土や岩盤の如き不透水性で氾濫した水が減らないため、土砂の沈澱が比較的少い場合などに見る形である。之に反し、同(乙)圖の様に自然堤防があるのは、氾濫平原が最早其の一部にしか洪水を受けないほど廣く、特に地質が滲透性な場合に見る最も普通な形である。

8.3 河底の堆積上昇 自然堤防が出来る時分には、大抵河底そのものにも堆積が行はれ、次第に高まりつゝあるのが多い。河底が高まれば増水毎にすぐと氾濫し易くなり、自然堤防も益々發達する。かくて甚だしいのになると、沿岸平地は河底よりも遙かに低く、爲に自然堤防の外側などには排水不良で沼澤に富んだ卑濕地を見ることが稀でない。

さて、河底はもともと河水自身が浸蝕して掘り下げたものではないか。それが今は却つて堆積して高くなる。換言すれば、昔は運搬物質が運搬力だけ無かつたのに、今は運搬力以上に過剰となつて居る。思へば不思議千萬、何か説明が欲しいではないか。

實はこれに次の様な諸原因があるのである。

(1) 上流に小支流網が發達すること。川の出來初めには支流は極く少いけれども、後には次第に流域を擴張し、上流山地に數多の小支流を發生し、山は複雑な無数の小谷に刻まれて土砂を持ち出す面積が激増する。かくて本流に運搬される物質が實際に増加し、それが堆積の原因となる。

(2) 河口洲の發達すること。河口には三角洲が出來て、之まで海だつた處



が極めて緩勾配の新陸に化すると、従來の川の部分も流勢が大に阻害されて之に應ずる緩勾配になる様に堆積を起すのである。

以上の二つは大抵どの川にも共通な普遍的原因であるが、其の外或川に限つた特殊の原因として、更に次の三項を數へることが出来る。

(3) 陸地の隆起或は傾動。遠淺海岸が隆起して、従來の河口先に長い緩勾配の平地が出来たり、或は地盤が上流の方へ傾動(Tilt)すると、當然河底の勾配が減じて流速が遅くなり、堆積を始める様になる。

(4) 氣候の變化。従來よりも多雨氣候になつて雨蝕が甚だしくなれば、運搬土砂が激増する。

(5) 水源地森林の濫伐。上流地方の森林を濫伐すれば秃山となつて、土砂の流出が激増する。

### 第9節 河成段丘

9.1 河成段丘の性質 河岸には往々其の一侧或は兩側に沿うて、細長い平らな棚の様になつた小高い地面が、二段にも三段にも重なつて居ることがある(第133圖)。之を河成段丘(River terrace)といふ。其の上面の殆んど平坦な部分を段丘面(Terrace plain)といひ、其の前面の急傾斜なる部分を段丘崖(Terrace scarp)と名づける。



第133圖 段丘(カナダ)

段丘には、土砂、礫から出来た沖積段丘(Alluvial terrace)と、岩盤から成る岩段丘(Rock terrace)とあるが、岩段丘は極めて少い。何れにせよ、河底が現在の位置まで低下しない以前の氾濫平原の一部なのである。従つて横にも縦にも多少の勾配がある。

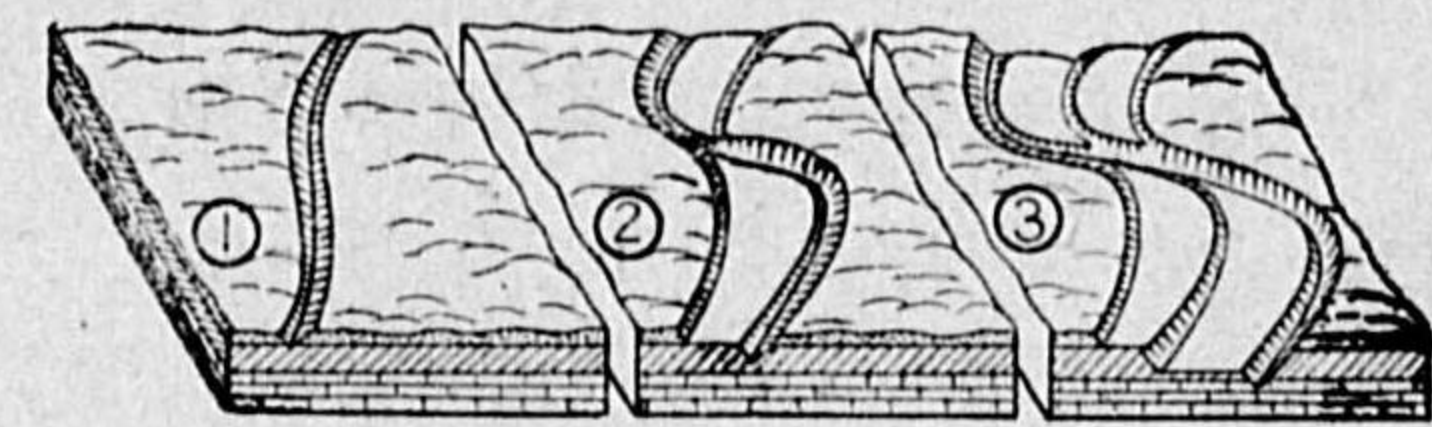
河成段丘の實例は、小さいものなら大抵どの川でも見られるが、大きなものはアルプス東部やピレネー西部の川口に屢々三段のがあり、ライン下流にも四段のものが發達して居る。我國でも長野縣洗馬附近の奈良井川に

は高度差15乃至20mの段が三段見事に出来て居る。

段丘面が餘り残つて居ない場合にも、河床に遷急點があれば、遷急點の高さから其の下流部の舊河床の高さを推定し得ることもある。然し勿論左様な推定は充分諸種の注意を以て行はねば危険である。

9.2 段丘の成生 段丘は其の成因から考へて三種ある。先づ

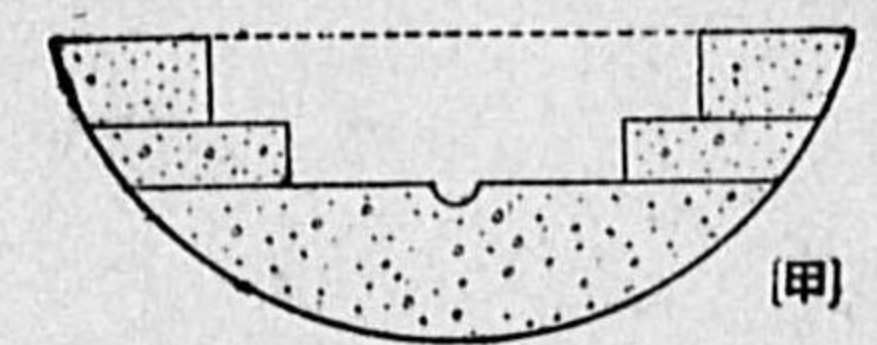
(1) 普通の段丘は川の歴史中に河底浸蝕の激甚な時期と緩慢な時期とがあつた爲である。河が既に



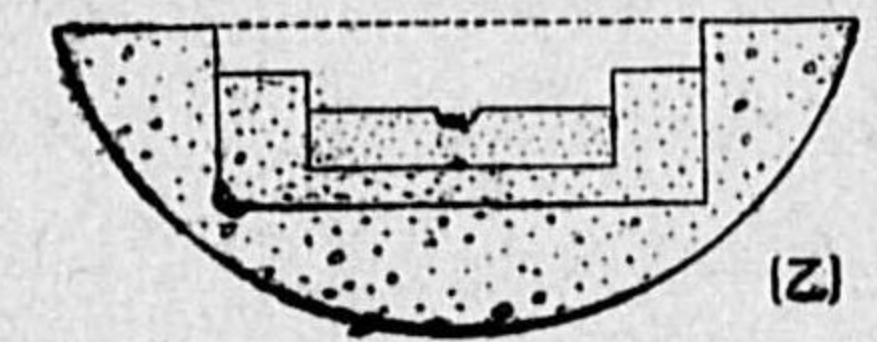
第134圖 普通段丘の成生順序

平衡状態に近く、河底の浸蝕は止んで只側方浸蝕のみとなつて氾濫平原が出来て居るとき、或事情の變化(大

に項を改めて説明する)のため河底の浸蝕が急に再開されると段丘が生ずる。即ち河が急にぐんぐん河底を掘り下げ谷中谷を作つて數米乃至數十米も低くなると再び平衡状態に達し、河底の掘鑿は止まる。然し側方浸蝕のみは河道の蛇曲移動によつて更に繼續し、新たに一段低い氾濫平原を作り擴げる。其のとき掘り残された舊氾濫平原が段丘に外ならぬのである(第134圖)。



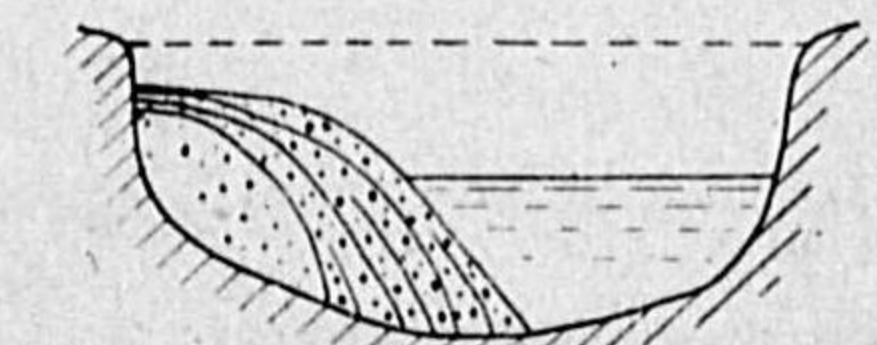
(甲)



(乙)

第135圖 段丘横断面の構造

かやうな浸蝕の緩急が數回繰返されると、それに応じて幾段もの段丘が出来る。そして其の横断面は第135圖(甲)の様になるであらう。



第136圖 デルタ段丘の横断面

若し又急浸蝕の後に堆積の時期が挟まれば(乙)の様な断面となることもある。何れにしても一番上の段が最も古く、下の段が新しい。但し材料の新舊は(甲)と(乙)とで反對である。

(2) デルタ段丘 極めて緩かな本流に多量の土砂を含む支流が流入すれば、そこに一種のデルタを作り前面急傾斜の砂堆を生ずる。かゝる砂堆が出



来た後に本流の水面が大に低下すれば、この砂堆は段丘として残ることとなる。之を**デルタ段丘** (Delta terrace) と名づける (第136圖)。

(3) **カーレント段丘** 廣い川では往々岸際の水中に細長く多量の泥土を沈澱堆積する。その後或る事情の變化で水面が著しく低下すると、それが水上に露はれて段丘になる。之を**流れ段丘** (Current terrace) と呼ぶ。

カーレント段丘及びデルタ段丘は、其の成因當然の結果として、土砂の層成が第136圖の様に傾いて普通の段丘と趣を異にする。

**9.3 段丘成立を促す事情の變化** 段丘が出来るには既に一應河谷が平衡状態になつた後、再び急に浸蝕を始めて水面の著しい低下を惹起すべき事情の變化を必要とする。其の主なもの次は次の四項であらう。

(1) **水量の激減** 地質學上、長年月の間には度々**氣候の變化**があつたことは確かである。それで、若し従來雨量が多く蒸發の少い濕潤氣候だつた處が、雨量の少い乾燥氣候に變ずると、水量の大減少が起る。水量の減少は**又流域争奪の結果**でも負けた方の川に起り得る。

水量の激減は直接水面が低下するばかりでなく、従來より狭い區域のみを浸蝕するため残りの部分を高い段丘に化することとなる。

(2) **運搬土砂の激減** 土砂の多い間は堆積して居た川も、土砂がうんと減すれば堆積は全然止んで浸蝕のみとなり、段丘成立の機縁を作る。而して其の運搬土砂の激減を生ずるのは、先づ(イ) **氣候の變化で降雨が著しく少くなる場合**、(ロ) **同じく氣候變化で氷河地方が温暖となり氷河が消失する場合**、又氣候の變化はなくとも、(ハ) **上流地の表土は軟弱で下層は堅岩であるのに、今や其の軟弱な表層が全部削剝されて硬い岩盤が現れた場合**、或は(ニ) **火山地方では火山活動期には火山灰が多く運搬物質が多かつたのに、活動休止後はそれが激減する場合等**である。

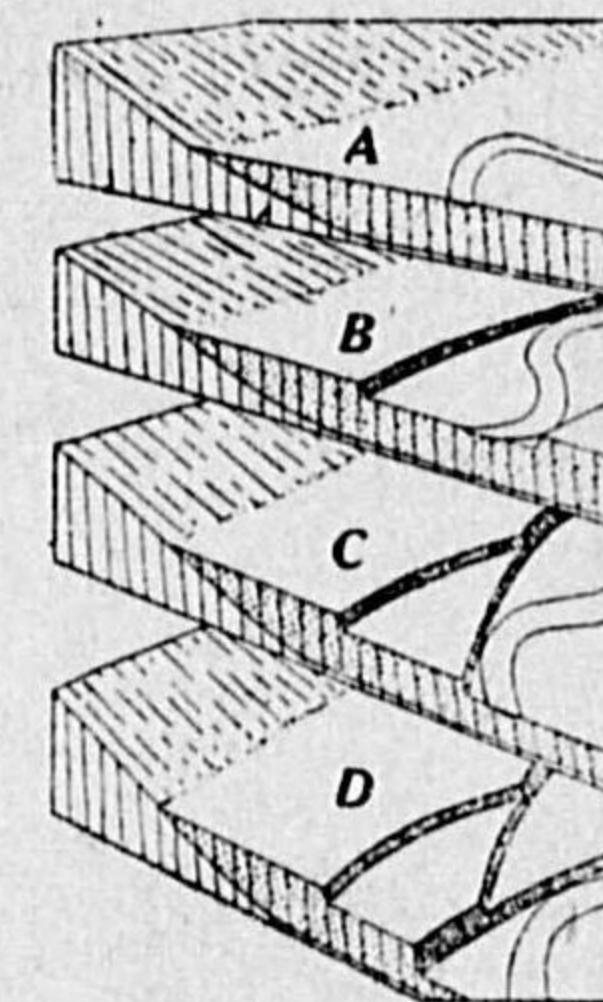
(3) **河底勾配の増大** 若し陸が隆起するか或は海の方へ傾動すれば、河底勾配が増大して流勢は速くなり、浸蝕が急に激しくなる。

(4) **浸蝕基準面の低下** 湖水に流入する川は其の湖面を一時的の基準面として、それに應ずる勾配になつて居るが、後に湖の吐き口が漸次洗掘され

て低くなると湖面は大に低下し、延いてはそれに入る川に浸蝕が再開される様になる。又大河に流入する支流にしても同様、本流の河底が彎曲部の直通などにより大に低下すると、支流では新たに洗掘が増加する。

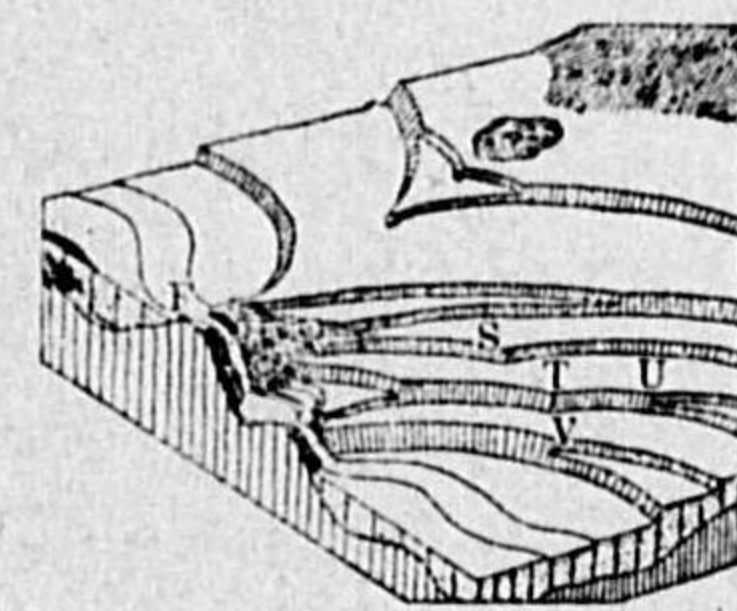
此の内(3)の原因で出来るものを**構造段丘** (Tectonic terrace)、其他の原因によるものを**非構造的段丘**といふ人もある。

**9.4 段丘の分布と配列** 河川が氾濫原を側方に浸蝕する際は、多く其の蛇曲によつて凹面を流路に向けた段丘崖を作るから、數段の段丘がある場合には各段の段丘崖は屢々Y字状に交はると同時に、段丘面は其の交點にカスプ状の突出部を生ずること第137圖の如くである。之を**段丘のY字現象**といふ。



第137圖 段丘のY字現象

又粗鬆なる砂礫層を切る段丘に於て、河床の一部に堅硬なる岩礁が横たはつて露出して居る場合には、河道の移動はいつもこゝで喰止められるから、數段の段丘が此處に集合して節状にくゞられて第138圖の様な有様になる。堅岩礁の制限によりかや**ミラー** (H. MILLER) 氏が初めて説いた處であるから、之を**ミラーの法則**といふ。岩礁の代りに支流から供給される扇狀地によつて蛇行を妨げられる場合にも、同様の現象が起り、其の先端に段丘の集中分布する傾向がある。



第138圖 堅岩の制限によるミラーの現象

河岸段丘は河谷の左右兩側に對稱的分布をなすこともあるが、多くは廣さに於ても高さに於ても非對稱である。時には一方のみに存することさへある。之は左右兩側が同地質でない爲のこともあるし、左側を浸蝕するのと右側を浸蝕するのとは同時期でないのも其の間に水量の變化や地盤の傾動や支流の變化等が起るためのこともある。



第二篇

河谷發生論



# 第一章 河谷の發生

## 第1節 河谷の成因

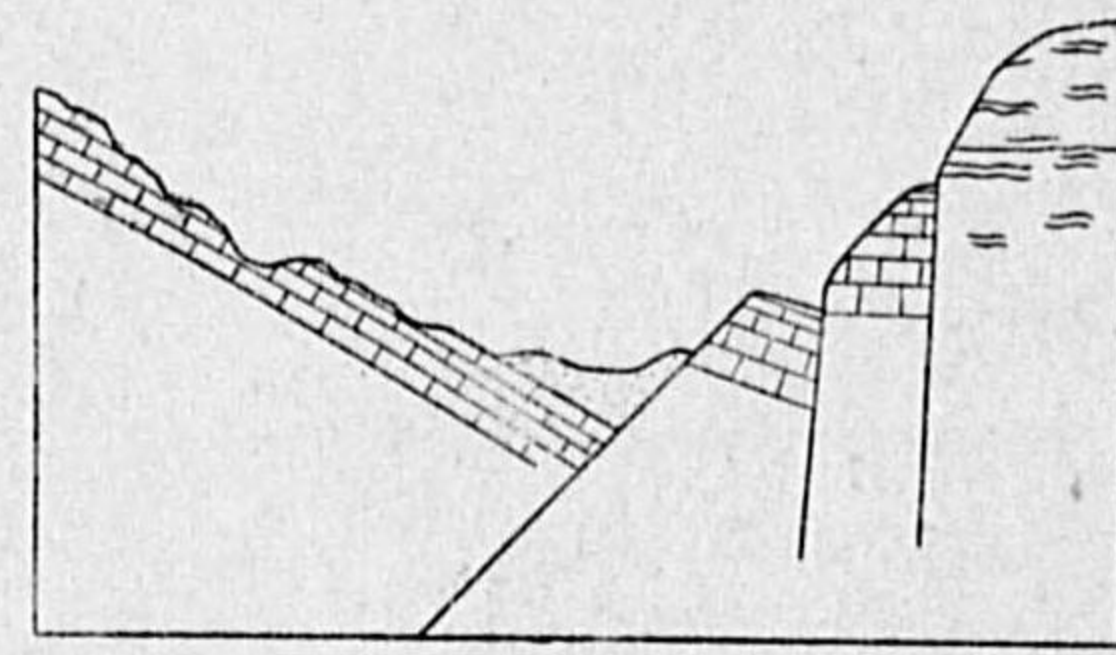
以上吾人は川及び河谷の現在ありのままの状態を述べて来たが、次にはかゝる河や谷は如何にして出来、如何に發達して来たかを説かねばならぬ。川には浸蝕と堆積の偉大な作用があり、吾人の目撃する間にすら相當の變化をすることが分つた以上、永年の間には随分と變化したものに違ひない。

先づ河谷の成因に關しては昔より諸説があるが、何れも一理ある。恐らく其の總てを包含し調和した所に眞理があるであらう。

1.1 構造谷 谷の成立が地殻面の割目や褶曲などの地質構造を初因とするもので、此の類の谷を構造谷 (Tectonic valley) といふ。此の中にも次の様な種々の原因が考へられる。

(1) 断層谷 地殻の裂目や断層線が基になつた谷を断層谷 (Fault valley) と名づける。

断層では、第139圖の様に喰違ひで凹みが出来る許りでなく、其の断層運動の際に摩擦によつて碎かれた弱層が間に挟まつて居るから、當然河谷の成立には逃へ向きである。それで外の處を流れて居た川でも、偶然之に觸



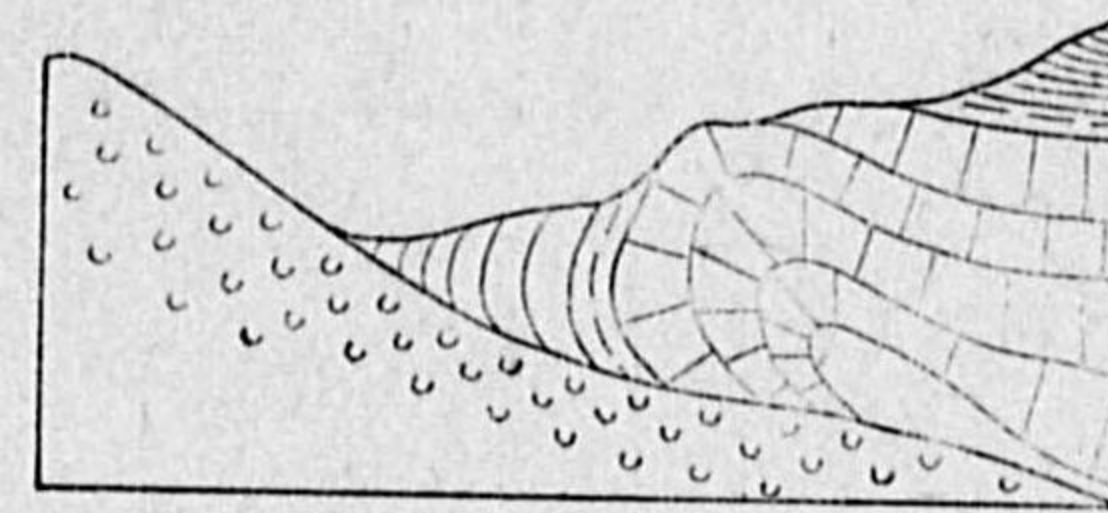
第139圖 断層谷

れると漸次其の方へ鞍變へをして全く此の線中に落付いてしまふ事がある

断層谷は大抵眞直で曲りが少く、其の附近の大山脈と平行して流れ、且つ左右兩岸の岩質が違つて居ることがある。ジョルダンの谷は世界でも顯著な例であるが、我國では阿波の吉野川、東北の北上川などは明かに断層谷と思はれる。

(2) 褶曲谷 地殻が褶曲して一方に山脈が出来ると同時に、低くなつた處は谷になり河道になり易いわけである。之を褶曲谷 (Fold valley) といふ。日本などには明かに之だと思はれるものは残つて居ないが、大陸の大河には之に屬するのがある。例へばメーコン、揚子江、イラワダイ等の上流部はヒマラヤ山脈東部の褶曲谷に發達したものだと思はれる。

(3) 分界谷 ヤスムンド (JASUMUND) 氏は其の他山脈の麓に新たに噴出岩山體が現はれ、其の界に凹地が出来て河谷發生の素因となるのがあるといふ (第140圖)。之を分界谷 (Scheidetäler) と稱し、ドナウ上流を其の例に擧げて居る。



第140圖 分界谷

1.2 氷蝕谷 ヨーロッパには氷河時代の氷河の通路が深い溝となつて、それが今日の河道の素因となつて居るのも澤山ある。

1.3 浸蝕谷 河谷と浸蝕とは離るべからざるもので、構造谷でも流水の浸蝕により多少の變化を受けないものはない。特に褶曲谷の如きは今では元の川筋である向斜地が山となり背斜地が却つて河谷となつて居るものすら少しとせぬ (第142圖参照)。然しそれ等とは異なり別に初めから長い凹みがなくても、流水自身の浸蝕作用だけでも、次の様にして種々な程度の河谷が出来得る。之を浸蝕谷 (Erosion valley) といふ。即ち河谷は必ずしも河川より先きにあるを要せず、後或は同時に發達したものもあるのである。

第141圖上圖に於てABをまだ浸蝕されない傾斜地とする。之がたとへ地質も勾配も一樣であつても、降り注ぐ雨のために何處とはなしに雨溝が出来、それ等の雨溝が集まつて次第に水量の多い水筋が出来る。此の場合の流水の浸蝕は、當然水量が最も多く従つて流速も亦最も速い山麓から始まり、先づ其處に深い溝を穿つ (同圖①)。それで間もなく水筋に當る處が曲線ACDBの様な縦断面になる。Dから下は、最早や勾配が著しく小になつて、流速は緩く河底の浸蝕は遅々となる。但し側方浸蝕はまだ盛で、特に洪水のときに河幅を広めて行く。之に反しCDの部分は勾配が最も急になつた處で、

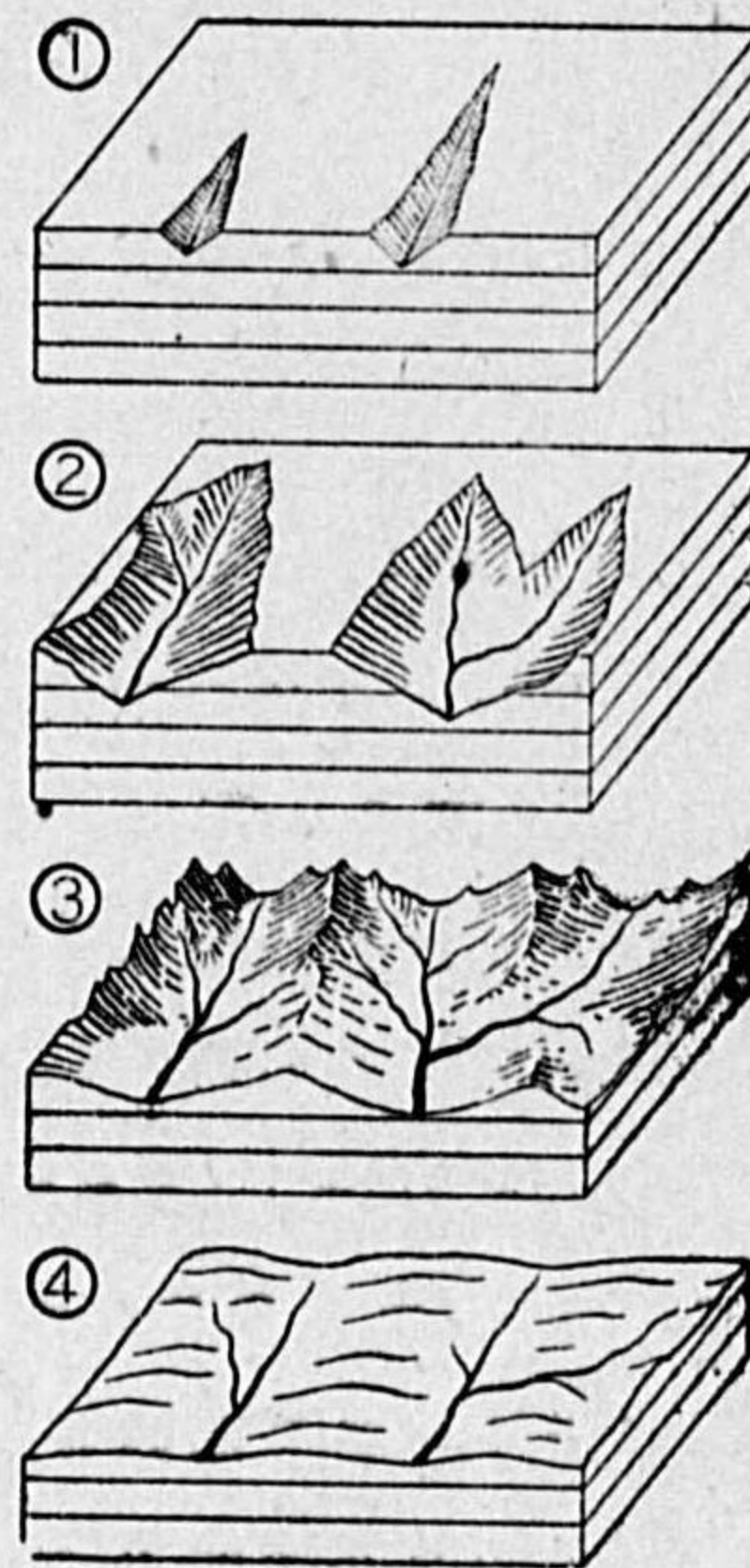
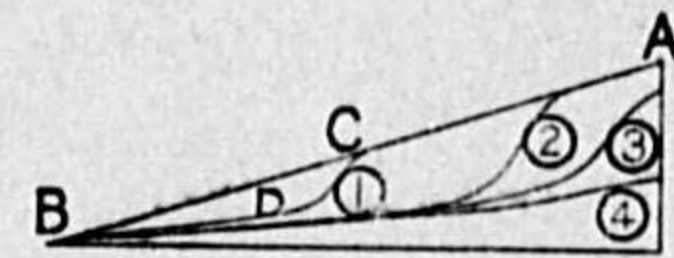


水勢が最も迅く、浸蝕も亦最も烈しい。之が即ち河の上流、山の區域と呼ばれるもので、先のDBは中流部、谷の區域である。又Cより上のAC間は、まだ風化と雨蝕を蒙つたばかりの殆んど原状のままの斜面上で、河谷は出来て居ない。

更に年數を経れば、浸蝕が進んで順次第141圖②③④の様になり浸蝕が漸次下流より上流に及んで行く。河谷の山間區域は其の底を深めると同時に又雨壑の頭部は豪雨毎に山腹に喰入つて水源は次第に後退し河の長さを増進し、谷の區域は次第に長くなつて、其の最下部若干には却つて堆積が行はれる様になり、所謂下流状態に變化する。而して相隣る河谷と河谷との間の土地にも支流が澤山發達して、地面は殆んど原形を止めぬほど全くの浸蝕形に化する(第141圖③)。

谷が山頂まで達すると、以後は山もすんすん低くなり、遂には元の山頂も低地も均らされて殆んど同じ高さとなり、一帯に平調な土地に化してしまふ(第141圖④)。かくして出来た凹凸の極めて僅かな、殆んど平原に近い陸を準平原(Peneplain)と名づける。

【附記】 殆んど平坦な地面が斯様な河の浸蝕作用の結果でなくても發生し得る別の原因がある。それは地殼の隆起が適當に緩慢に起つて、平坦な海底が水面上に現はれ隆起しただけの地表が完全に削磨され盡す様な場合で、かかる處には最初より準平原の地形を呈する。此の種の準平原は原始準平原(Primary peneplain)といひ、それに對して本文に述べた様に高い陸地が浸蝕によつて出来たものを終局準平原(Final peneplain)といつて兩者を區別することもある。



第141圖 浸蝕谷の發達

### 第2節 谷の分類

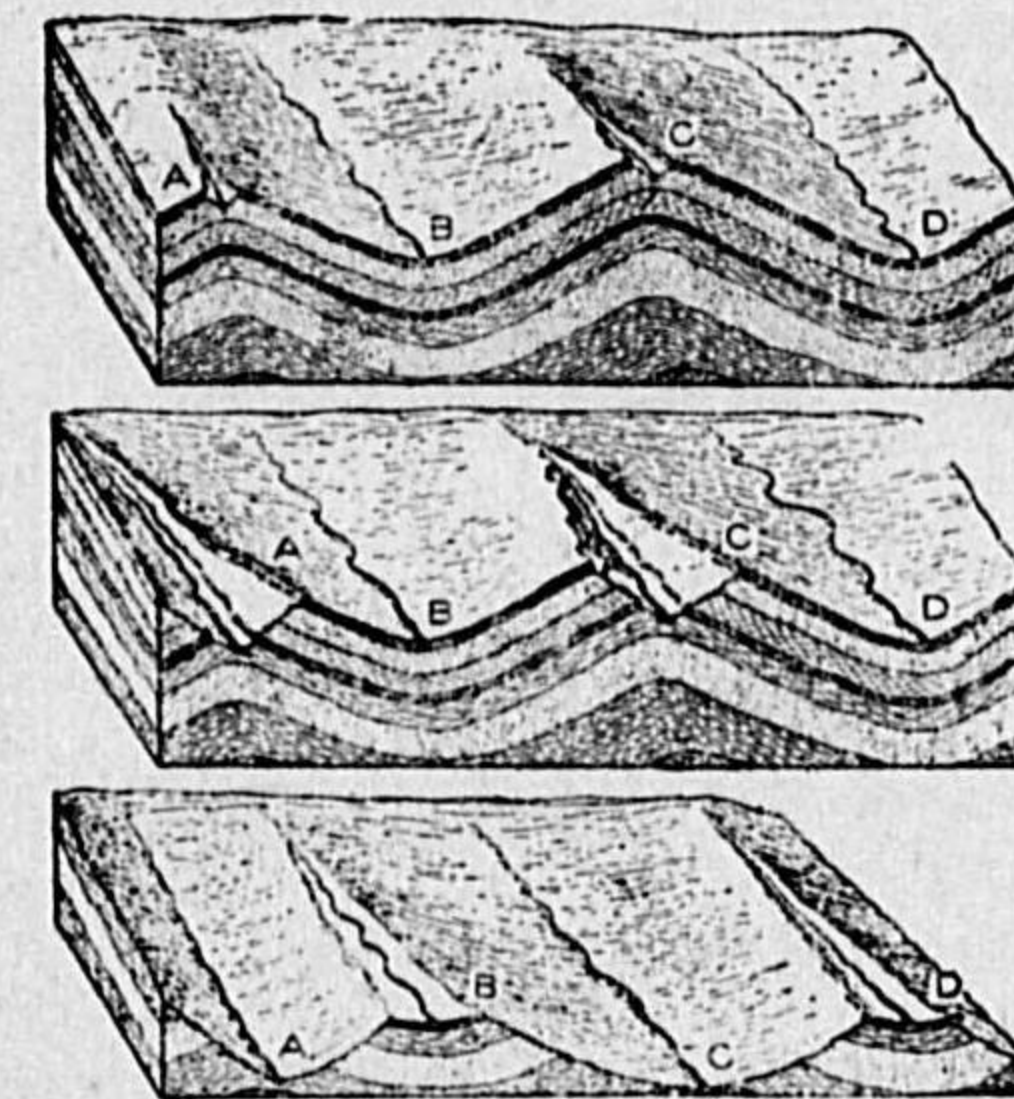
2.1 成因による谷の分類 前節には谷の成因を述べたが、それは又成因による谷の分類を説いたことになる。

谷はまた次の様な他の見地からも分類される。

2.2 谷の方向と地層の走向との關係による分類 地層の向きに對し谷が如何なる方向をとつて居るかによつて、縦谷、横谷、斜谷の三とする。

(1) 縦谷 (Longitudinal valley) 地層の走向に平行な谷である。之は更に次の三種に細分する。

- (イ) 向斜谷 向斜層の間を流れるもの。
- (ロ) 背斜谷 背斜層の上を走るもの。
- (ハ) 同斜谷 一方のみに傾く地層の上を走るもの。



第142圖 向斜谷(D,B)と背斜谷(A,C)並に其の發達

(2) 横谷 (Transvers valley) 地層の走向に略々直角な谷で、それが特に山脈を貫通して居るものは貫通谷(Durchgangstal)と呼ばれる。和歌山縣の紀の川や、阿波の吉野川下流は縦谷である。尙ほ吉野川の上流は池田から土佐境までは横谷の而も貫通谷、其の又上流は再び縦谷になる。

(3) 斜谷 (Oblique valley) 地層の走向に斜交する谷である。

扱て、背斜谷は褶曲山脈の山頂となるべき所であるのに、却つて低い谷になつて居るのは、之恰も細い棒を強く曲げると其の外側がはちける様に、甚だしい褶曲の背斜部は過度の歪を受けて脆弱になり、風化も雨蝕も水蝕も最も烈しく行はれ易いからである(第142圖)。

又貫通谷には往々自己の水源地よりも遙かに高い山脈さへ横斷したのが



ある。吉野川や木曾川、ヒマラヤ山脈を横断するブラマブトラやインダスの如きは其の例である。其他アメリカ東岸にはアパラシアン山脈を貫通する河が幾つもある。是等は谷の成因に関する論争には極めて興味あるもので、一時は總て之を断層による貫裂谷(Durchbruchstal)としたのであつたが、然し今では必ずしもさうではなく、浸蝕谷の場合もあり得ることが明かとなつた。それはチーツェ (TIETZE) 氏の提唱にかゝる「現在の河谷は一般に山脈よりも古い」といふ原則に基づく。即ち現在の河谷の幹線は多く其の邊の造山期以前からあつたもので、其の後山脈が出来ても主流の大勢は餘り變らず、只支流其の他に若干の變化を受けたばかりだといふのである。而して造山期以前からある川をポーウェル (POWELL) 氏は**先行河** (Antecedent river) と名づけた。

此の原則は今では學者一般の承認する處で、之を利用すれば貫通谷が浸蝕谷であつても差支ないことが容易く呑み込める。何故ならば、山脈の成立は勿論極めて徐々に行はれるのであるから、其の間を流れて居る先行河は、其の位置を保たんがため、河床の地盤が隆起するに随つて之を浸蝕掘鑿し去つたとすればよい。かくて浸蝕のみにより現在の水源よりも高い山脈を貫通することも不可能ではない。只、川の洗掘力が山脈の隆起速度に及ばなかつた場合には川は兩断されて、上流は逆流するか他の適當なる途を求めて逃げるであらう。

**2.3 河谷の方向と地面の傾斜との關係による分類** 流域地面の一般的傾斜に對する河流の方向によつて分類して置くのも亦河川の發達研究上大いに意義がある。ダヴィス (DAVIS) 氏其の他の説を參考して次の六種に分ける。

(1) **必從河** (Consequent river) 流向が地面一般の自然傾斜に一致するもので、新陸に現れる最初の川は皆之である。故に又之を**原生河**ともいふ。

(2) **斜行河** (Insequent river) 一般傾斜の方向に斜に流れて居るもので、必從河の發達成長につれて生ずる支流の多くは之に屬する。

(3) **逆行河** (Obsequent river) 一般傾斜の方向に逆行するもので、第二次以上の支流や海岸の川に間々ある。

(4) **構從河** (Subsequent river) 浸蝕の難易により土地の地質構造に順應 (adjust) したもので、多くは硬岩層の縁に沿ひ、地表の一般傾斜には關係のないものをいふ。之は第一次支流に多い。

(5) **再從河** (Resequent river) 初め斜行又は逆行して居たものが、浸蝕の進行によつて、後に傾斜の方向に従ふ様になつたもので、第二次支流に多い。即ち第二次支流は第一次支流に横から入るが、浸蝕の進行に伴ひ次第に主流に並行となるものが出来るのである(第二章第5節參照)。

(6) **繼承河** (Superimposed river) 地面の一般傾斜にも地質構造にも無關係で、一見全く其の流向に根據を見出し得ざるもので、**表成河**とも呼ばれる。(第二章第5節參照)

以上の(1)と(2)とは「低きに就く」水の特性上當然の川であるが、(3)以下は河の發達中に地盤に於ける種々の事情でかうなるので、次章に於て之を説明する。



## 第二章 河川の發達

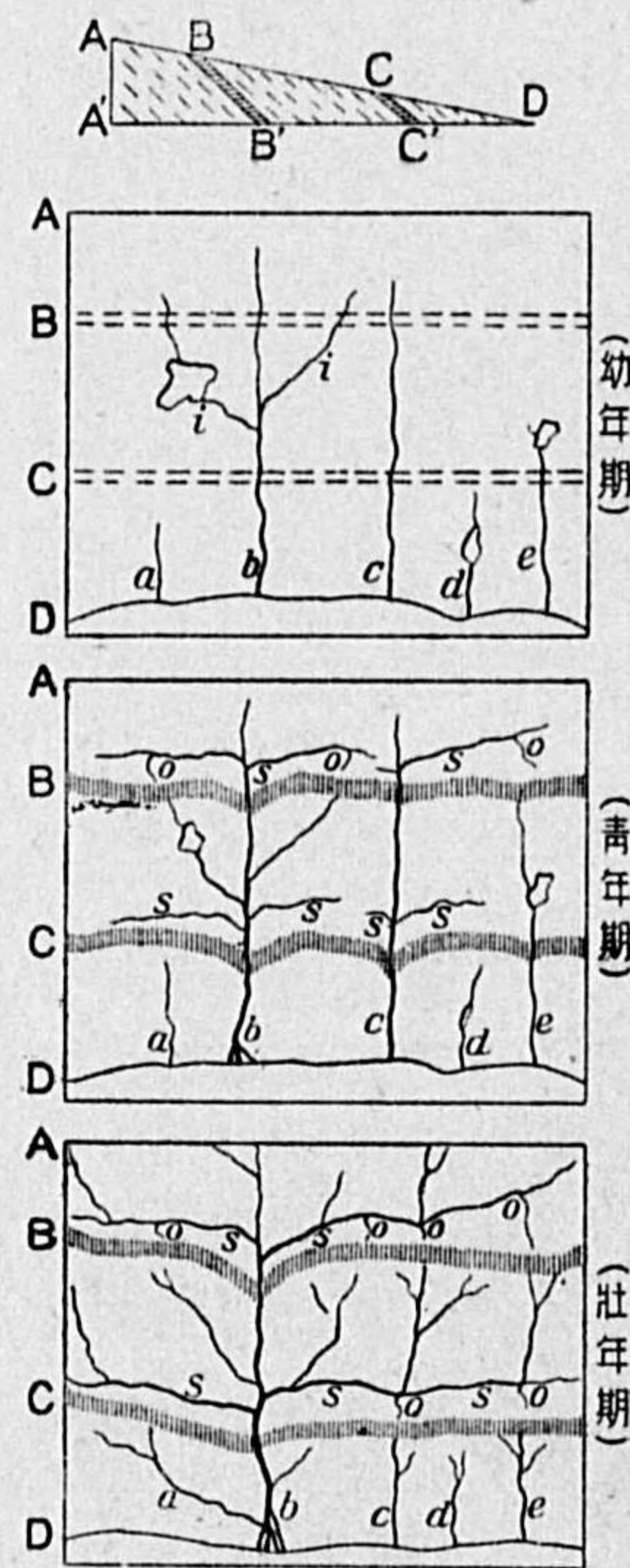
### 第1節 河川の老幼と輪廻

1.1 河の老幼 我々は嘗て一つの川で其の上流,中流,下流と三區の様子が夫々大いに趣を異にすることを述べたが,河が生れ始めてから次第に年數を経て,古くなるまでの生長の階段が亦之に類する. 河が生れて間もない間は,全部が前に云つた上流部のやうな姿をして,到る處浸蝕が行はれ,平衡状態の所はない. 之を**若年 (young)**の川といふ.

然るに少し年數が経つと,上,中,下流の三區が充分に現れて,中流部は平衡状態に達する. 此の時代を**壯年 (mature)**の川といふ. 更に古くなれば終には上流の特色は全然なくなり,河全體が前に云つた下流乃至中流の様な相貌を呈する. 之を**老年 (old)**の川といふ. 此の時代の平衡の地點は,最早や極めて上流部に在るのである. 一つの川でも同様の意味で,上流部は若年期,中流部は壯年期,下流部は老年期にあるといへる.

河谷は其の發達につれて次第に長さも幅も増大するが,長さの増長は,(イ)上流では雨壑の溯上,(ロ)河口では三角洲の進出による. 又幅の擴大は,(イ)上流地方では主として側壁の風化と雨蝕とにより,(ロ)中流以下では主として蛇曲に伴ふ河道の移動によるのである.

1.2 河の輪廻 前述の如く,河は幼年期から生長して壯年期を経て老年期に凋落すべき



第143圖  
河系の發達

運命にあるものだが,然し其の内に地殼の隆起などの環境の變化があると,忽ちにして若返り,再び浸蝕を始めて幼年或は壯年の相貌に復し,新生命に入る. かやうに再び若年の姿に復る事を**河の同春 (Rejuvenescence)**といひ,幼壯老を循環的に繰返すことを**河の輪廻 (River cycle)**といふ.

以下數節に互つて,是等輪廻の各期に於ける變化を今少し詳しく説明し,併せて河谷そのものの外,流域一般の事情をも述べることにしよう. 尤も流域の地質が均一な場合の河谷發達は,第一章第1節にもそれとはなしに略説して置いたから,茲にはラッセル (RUSSEL) 氏に従つて,河の發達の種々相を會得するに最も好都合な様に,海底が隆起して新たに陸となつた斜面上で,而も地層が第143圖の如く中途に硬岩層 BB' CC' のある場合を考へる. 但し第141圖の表面浸蝕圖をも互に参照せられたい.

### 第2節 若年期

2.1 幼年期—必從河 新陸が初めて海面上に出現して降雨を受ける様になる當初即ち**幼年期 (Infancy stage)**は,陸面自然の傾斜に従つて長短幾筋もの川が流れ出す. 即ち**最初の川は全然地形の原傾斜のみによつて生じ,地層の如何には毫も關係のない所謂必從河である.** 而して何れも略ぼ直線的で且つ互に略ぼ平行な(陸を一方のみに傾斜した斜面として) **獨立の川**で,支流は至つて少いのが特色である.

〔註〕 陸が圓錐狀の山をなす場合には,最初の河系は平行の代りに放射谷 (Radial valleys) をなす筈である. 火山圓錐の周圍に特有な放射狀溪谷の發達は其の適例である. 阿蘇中央火丘山腹の放射狀雨壑は一目にその有様を見せて呉れる.

尙ほ此の時代の新陸は勿論完全な幾何學平面ではなく,海底時代からの自然の凸凹が相當あるから,其の凹みには雨が溜つて**自然の湖沼澤池が澤山に出来るのも此の期の特徴の一つである.** 米國のフロリダ及びグコタ地方は此の時代に近いと見られて居る.

2.2 青年期 次に誕生當初から少しく年數のたつた青年期の特色は大



體次の四項になる。

第一の特色は溪谷乃至峡谷の出現である。浸蝕の盛に行はれ出すのは水量の多い河口であるから、先づ其處から峡谷が現れ始め、それが年と共に次第に上流に移つて行く。峡谷が上流へ後退するに従ひ、河口の方は次第に河幅を増し勾配も減つて平衡状態に近づく。

第二の特色は瀧の成立である。地形自然のコンセクエント瀧もあり得るが、それだけでなく、地層に硬軟の差のある處(第143圖B及びC)まで峡谷が後退すると、其處に瀑布が出現發達する。

第三の特徴は、漸く支流を出し始めて生長力を示すが、まだ一般に支流の数が少く、略々一本の直線状をなす川が多い。

蓋し本流の谷が深く掘れると、其の兩側が風化や雨蝕によつて削剝され、谷の方へ傾いた斜面となるから、當然其の谷底を浸蝕の基準面として、此の斜面へも幾つかの第一次支流の發生を促がし、恰も若木が小枝を出すに似て来る。而して其の支流の發生場所は、硬岩層を避けて、浸蝕の容易な軟弱地層の區域に於てあることは勿論である。然し支流はまだ水量少く本流ほど河床を下方に穿掘し得ないから、合流點では所謂懸谷を形成し、瀑布又は急湍となつて本流に入るのが多い。

第四の特色としてはまだ湖沼が多數残つて居ることも數へられる。

### 第3節 壯年期

3.1 本流河谷の特徴 壯年期になると、上流の溪谷は愈々後退して山頂にまで及ばんとし、大部分を占むる中流は最早や其の土砂を辛うじて運び得る程度の緩勾配となり、所謂平衡状態に近く、瀧は上流部以外消失する。又下流部は今では河床が却つて低くすぎ、爲に堆積が行はれて次第に高くなりつゝある。而して氾濫平野や河口洲を作り、河道は彎曲を始める様になる。

3.2 支流の發達—流域の爭奪 かく本流そのものの發達と同時に、支流も益々發達伸長して、それが又第二次、第三次の支流をも生じ、上流山地は

複雑な細谷の集合となり、殆ど原形を止めぬまでに浸蝕彫刻され、山頂は鋭く狭くて平坦面を残さない。河系は鬱然たる大木の繁茂せる姿に似て来る。

但し其の程度は總ての川に同様ではなくて、最初から水源が遠くて長い川で而も雨量の多い地方を流れるものが最も浸蝕烈しく、支流を延ばして流域を開拓することも迅速であり、其の流域一體の低下も亦最も著しい。従つて他の小さい川の支流否な其の本流をさへも吸引併呑して、流域の奪取(Piracy)擴大を行ふことが稀でない(第143圖参照)。

其の際川と川との間に浸蝕されずに残つた地面は山に化するが(第141圖参照)、第143圖の如き場合には硬岩層B、Cの處も亦浸蝕困難なため山脈を形成する様になる。而も是等の山脈は互に平行し、且つ其の横断面は非對稱的で各列共に同一方面に急斜面を向けた等傾山稜(Homoclinal ridge)をなす。元來平行な硬岩層が二つ以上更に數多くあつた場合にはその數に應ずる平行山脈が出来る。かやうな地形をケスタ(Cuesta)といふ。スペイン語の丘といふ意味のものである。ナイアガラ附近には四列のケスタがある。

こゝで我々は色々な種類の川を見ることになる。b及びc河の第一次支流sは、軟弱地層を選んで發育したもので、略々硬岩層B、Cに平行で、地盤一般の原傾斜とは寧ろ直角に近い。即ち主として地質の事情に順應した所謂サブセクエント河の適例である。

第143圖にoと記した數個の第二次支流は原傾斜と反對に流れる逆行河である。又硬岩層B、Cが山脈に化しても先行河中のbのみは水量豊富で、浸蝕力旺盛なるため之をも掘鑿して所謂貫通河の例を示す。此の硬岩貫通部は其の上流よりも却つて河幅が狭くしぼまるから之を狭路(Narrow)といふ。吉野川の大歩危、小歩危などはこれである(第102圖参照)。其の他の多くの必從河は其の上流部を奪取され、硬岩山脈部に舊河道の名残として所謂風隙(Wind-gap)を留めたまひ、自分は海岸近くの小川となつて餘命を保つにすぎない。更に其の或ものは海岸地に於てさへも、大河の蛇曲移動の際に併呑され、支流に化してしまふのも間々ある。第143圖のa川の如きはそれである。

3.3 壯年期の特徴 少しくどいが、以上を纏めて壯年期の特徴を摘記



すれば、

- (1) 峡谷と瀧とは極めて上流部僅かの處に減退し、河谷の大部分はU字谷となり氾濫區域が成立すること。
- (2) 河の大部分は勾配が緩かで、蛇曲も相當始まつて居ること。
- (3) 支川の發達が著しく分水線が判然と分割されること。
- (4) 山地の浸蝕も大いに進んで川と川との間の原地形は消失し、山は銳峯となつて頂上に平坦面を残さないこと。
- (5) 湖沼は埋立てられて殆んど消失すること。

#### 第4節 老年期

4.1 老年期の特徵—準平原 軟弱地層は勿論、硬岩層でも非常に永い間には、次第に浸蝕されて基準面に近づき、所謂準平原となる。此の時代を老年期といふ。老年期の特徵として擧ぐべきは次の様な諸點であらう。

- (1) 河道の蛇曲は益々甚だしいこと。
- (2) 河谷の勾配が壯年期よりも一層緩かで、水流は益々おそいこと。
- (3) 浸蝕は最早や器械的よりも寧ろ主として化學的に行はれ、運搬物も亦砂泥よりは溶解物の方が多いこと。
- (4) 流域全體が高低の差の少い準平原の形になること。

但し老年期と壯年期との差は一般に壯年期と幼年期の差ほどに甚だしくはない。

4.2 生長各期の長短 河谷の輪廻中、幼年期は最も迅速に生長する時期で、従つて其の年數は最も短い階段である。壯年期は所謂平衡状態に近い時代であるから、幼年期に比すれば遙かに永續する。而して最後の老年期は變化が最も遅緩で、最終の基準面まで低下するには理論上無限の年數を要するわけである。従つて地球上には老年期に屬する地形が最も多く分布して居るに思はれるのに、實際は準平原といふべき處は比較的少く、特に海に近い低い準平原は世界を通じて意外にも極めて稀で、僅に高山の山頂に近い處

に準平原の報告が若干ある程度にすぎない。

これは蓋し我が地球面は單に河川の浸蝕堆積によつて變化を受けるばかりではなく、其他にも種々の營力が働くから、老年期に入る前或は後に若返つて、新輪廻を開始することが多いからである。特に現代は第三紀に引繼ぎ地殻變動の盛んな時代で、其のため現在地上にある河川は大抵まだ幼年或は壯年期に屬し、老年期にあるものが殆んどないのである。従つて準平原の地貌が廣大な地域に亙つて現はれる處はなく、只局部的に散見するにすぎないのだと思はれる。

然し地質學上の過去にあつては、河谷が老年期に達し得るほど永く地殻の安定な時代があつたらしく、古地層の間に準平原の遺跡を認め得ることがあり、又高山の山頂などに散在するのである。

4.3 河系の適應 一地域の岩石に硬軟兩種があると、河の發達に著しい影響を及ぼし、軟層の地域には河系が早く發達し流域は速かに擴張されて基準面に近づく。硬岩地域は残されて次第に突出して山地となる傾向があり、且つこの地域を流れる川は成るべく最短距離を選んで貫通しようとする傾向をもつ。又原地形が勾配の緩な所と急な處とあつても、其の地質及び水量等が等しいならば分水界は移動して、分水嶺の兩斜面は對稱的にならうとする傾向がある。之をギルバート氏は等勾配の法則 (Law of equal declivities) といふ。斯くて各河系の傾斜の緩急は互に平均されて河の浸蝕力に著しい差がなく従つて分水界は安定し、且つ小河は大河に奪取され流域面積も互に略々相等しい等勢力の河だけにならうとする。此の現象を河系流域の適應 (Adjustment of drainage) といふ。つまり諸強國間のバランスに類し、均勢な河系となつて平均が保たれるからである。従つて老年期の河系ほど適應がよく行はれて居るのである。

#### 第5節 河谷發達を變化せしむる諸因

前三節に亙つて、河谷の發達順序を成るべく簡單便利な一つの場合に就い



て説明した。然し實際の川は他の種々な原因によつて、以上の説明と違つた變相を示すことがある。本節ではそれ等を一括して略解を加へる。

5.1 地質の影響 地質の構造は多種多様であるから、其の影響も亦多種多様であるが、今は只其の一例として、地層が水平成層なる場合を述べる。此の場合には前記の説明と違つて、幼年期峡谷の兩岸には岩段丘が出来たり、瀧の後退現象なども見せるが、それよりも更に注意すべきは、往々にして河道が地面の原傾斜にも關係せず、又地質構造にも順應したのではない様な河まで出来得ることである。それは次の理由によるものである。

古い硬岩層の上に新たに火山灰や水成岩などの軟層が之を蔽ふて居る土地があるとする。此處に土層の傾斜乃至地質構造に順應する川が出来てから、次第に浸蝕が進み、河底が下の硬地層に届いて、元の河道に従ひ河谷を掘り下げた後に、上層全部が削削されると、此の河道は現在の硬地層とは傾斜に於ても地質構造に於ても何等の關係がない事になる。かく舊上層の表面で形成された河道を其の儘繼承した川を繼承河或は表成河 (Superimposed river) と稱へる。コロラド河は既に數百尺の水平層を掘下げて、今や古代の褶曲岩層に到達して居る。我國でも阿武隈山地より流れ来る夏井川の支流好間川は其の例だとされる。

5.2 陸地昇降の影響 之に三つの場合を分けて考へよう。

I. 流域の一般的上昇が、既に下流の老成した川に起つたとする。其の際若し(1)沿海が元來急深であつて、其の水面上に出た海岸が急勾配であると、川は忽ち若返り浸蝕が河口から始まつて急速に溯上する。其のため上流が緩か下流に溪谷や瀧を見るといふ様な奇現象を呈したり(ライン河がBingen以下に溪谷多きことはその適例)、或は舊老谷内に新谷が掘り込まれて段丘を現する様になる。然るに若しも(2)沿海が頗るの遠淺であつた場合には、陸地の上昇によつて河口先の極めて平坦な海底が海岸平野に化して、河が著しく延長される。その爲、河底の勾配は前よりも却つて緩かになり、河は若返るどころか寧ろ益々老成し、堆積を増すであらう。そして從來獨立であつた二川が新生の海岸平野内で合流し、一川となる様なことも起り得る。

II. 陸地が一般的に沈降する場合は、所謂溺没谷 (Drowned valley) と云つて、河谷の下部が海中に没して灣となり、もとの支流が獨立して別な川になるのも出来る。

III. 陸の一局部が特に膨起して、其の周圍に傾動を與へる場合には、

(1) 若し其の隆起中心部が河道の途中に當ると、其上流部は一般に勾配減じ、甚だしきは湖水を作り或は逆行河となるのもあらう。又洗掘力大なる川は其の隆起部をも掘鑿して貫通河となるのもあらう。之に反し隆起中心部より下流は、傾斜を増して必ず多少とも若返る。

(2) 局部隆起の中心が、河谷の水源よりも尙ほ奥地にあるか、或は地盤の傾動によつて、河谷全體が海の方へ傾きを増す場合には、當然浸蝕力を増し、河は到る處若返る。逆行河が再び其の傾斜に従つて再從河となるものなどもあらう。

(3) 局部隆起の中心が海底にあつたり、或は地塊傾動によつて河谷全體が内陸の方へ傾かんとする時には、河谷の勾配は減じて浸蝕力がへり老衰を早め、甚しきは逆行河となるのもあらう。

5.3 火山及び地震の影響 火山や地震は突發的事變で種々の變化を河谷に與へる。

(1) 熔岩流が河谷を横斷すれば、流水を堰き止めて湖を作り、其の水が溢れ出る口には瀧を生ずることも往々ある。

(2) 熔岩が河谷を流れ下つたり或は火山灰砂が降り積つて河谷を埋め盡すと、河道は著しく變化して時には全く別の途をとり、或は全く消失することもある。

(3) 地震も斷層や陥没、又は地塊傾動等を伴つて河川の流向や發達の程度を急變せしむることがある。

5.4 氣候變化の影響 河谷生長中に氣候の變化することは往々ある。

(1) 從來よりも濕潤氣候になり、雨量が増加し蒸發が減少すると、水量がふえて河の作用を促進して、大いに河谷の生長發達を助長する。

(2) 從來よりも乾燥氣候に變ずれば、河川發達は遅々として進まず、甚だ



しきは河水が悉く涸竭して、谷底は風化や風の吹きよせる土砂で埋められ、全く其の形を消失することさへある。

(3) 酷寒氣候となつて氷河が山中に現れる様になると、其の末端から出る水は濁りが多く、河の作用を激増する。そして再び溫暖氣候に復して氷河時代が去れば、其の跡には山間の上流區でさへU字谷をなし、末端には所謂堆石を残して特殊の形相を呈する。

— 終 —

## 参 考 文 献

### 第 一 篇 河 状 論

#### 第 一 章 水 の 涵 養

##### 第 1 節 流 域

1. H. Gravelius: Flusskunde. 1914.
2. R. E. Horton: Drainage-basin characteristics. Trans. Am. Geophys. Union (1931), 350.
3. L. Neumann: Die Dichte des Flussnetzes im Schwabwalde. Gerland Beitr. z. Geophys. 4 (1900).
4. Belgrand: La Seine, Etudes hydrologiques. 1873.
5. J. Spötle: Die schätzungsweise Bestimmung der Gesamtlänge der fließenden Gewässer in Königreich Bayern. Jahresber. 1901 des Kgl. Bayr. Hydrotech. Bureau. München, 1902.
6. 宮本武之輔: 治水工学. 昭和十一年.

##### 第 2 節 河 水 の 涵 養

7. 岡田武松: 氣象學. 昭和 10 年.
8. 山田胖: 「降水量と流水量との關係」討議. 土木學會誌, 1 (大正 4 年), 2099.
9. H. K. Barrows: Precipitation and run off and altitude relations for Connecticut River. Trans. Am. Geophys. Union (1933), 396.
10. D. E. Donley and R. E. Mitchell: The relation of rainfall to elevation in the southern Appalachian region. Ditto (1939), 711.
11. D. L. Yarnell: High precipitation for short periods in the U.S.A. Ditto (1934), 416.
12. S. T. Harding: Evaporation from large water-surfaces based on records in California and Nevada. Ditto (1935), 507.
13. 武田繁後: 池水の蒸發量觀測成績. 森林治水氣象彙報, 4 (大正 13 年), 21; 6 (大正 15 年), 90.
14. 平田徳太郎: 水の蒸發と氣象要素との關係. 同上, 6 (大正 15 年), 1.
15. The Division of Irrigation: Evaporation from water surfaces. U.S. Dep. Agr. Tech. Bull. 271 (1931).
16. McEwen: Results of evaporation studies conducted by the Scripps Institution and the California Institute of Technology. Bull. Scripps Inst. Tech. Ser. 2 (1930), 401.
17. McEwen: A mathematical theory of the vertical distribution of temp. and salinity in



- water etc. Bull. Scripps Inst. Tech. Ser. 2 (1929), 197.
18. V. W. Cummings: Evaporation from water-surfaces: Trans. Am. Geophys. Union (1936), 507.
  19. V. W. Cummings: Relation between evaporation and humidity as deduced quantitatively from rational equations based on thermodynamics and molecular theory. Bull. Nat. Res. Council, Washington, 68 (1929), 47.
  20. Cummings and B. Richardson: Evaporation from lakes. Phys. Rev. 30 (1927), 527.
  21. Richardson and C. Montgomery: The measurement of insolation by means of a pan: Bull. Nat. Res. Council, 68 (1929), 56.
  22. Richardson: Evaporation as a function of insolation. Proc. Am. Soc. Civ. Eng. 56 (1930), 945.
  23. I. S. Bowen: The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surfaces. Phys. Rev. 27 (1926), 779.
  24. 大森宗祐: 砂よりの水の蒸発観測成績. 森林治水氣象彙報, 13 (昭和 8 年), 98.
  25. F. J. Veimeyer: Evaporation from soils and transportations. Trans. Am. Geophys. Union, (1938), 612.
  26. C. W. Thornthwaite and B. Holzman: The rôle of evaporation in the hydrologic cycle. Ditto (1939), 680.
  27. C. W. Thornthwaite and B. Holzman: The determination of evaporation from land and water surface. Monthly Weath. Rev. 67 (1939), 4.
  28. 平田徳太郎, 神保宇雄: 樹木の通気量試験成績. 森林治水氣象彙報, 10 (昭和 5 年) 1; 11 (昭和 6 年), 30; 12 (昭和 7 年), 1; 13 (昭和 8 年), 1.
  29. 吉田重助: 雨水滲透試験報告. 森林治水氣象彙報, 12 (昭和 7 年), 156.
  30. 大高政一: 地下 3 米迄の土層内の含有水分の調査. 同上, 10 (昭和 5 年), 74.
  31. A. M. Piper: Notes on the relation between the moisture-equivalent and the specific retention of water-bearing materials. Trans. Am. Geo. Union (1933), 481.
  32. 福田仁志: Studien über die Elektrische Bodenwasser-bestimmung im Felde und den Einfluss des Regenfalles auf das Bodenwasser. 東京帝大農学部紀要, 14 (1937), 297.
  33. G. W. Musgrave and G. R. Free: Preliminary report on a determination of comparative infiltration-rates on some major soil-types. Trans. Am. Geo. Union (1937), 345.
  34. M. R. Lewis: The rate of infiltration of water in irrigation-practice. Ditto (1937), 361.
  35. R. E. Horton: Determination of infiltration-capacity for large drainage-basin. Ditto (1937), 371.
  36. 平田徳太郎: 土壌の保水並に滲透に関する観察. 森林治水氣象彙報, 3 (大正 12 年), 1.
  37. 眞山利雄: 地表流下量と滲透量の観測成績. 同上, 13 (昭和 8 年), 115.
  38. G. H. Taylor: Investigations relating to the absorption of precipitation and its penetration

- to the zone of saturation. Trans. Am. Geo. Union (1931), 206.
39. W. N. White: A method of estimating ground water supplies based on discharge by plants etc. U. S. Geol. Survey Water Supply Paper 659-A (1932).
  40. G. W. Musgrave: Some relationships between slope-length, surface run-off, and the silt-load of surface run off. Trans. Am. Geo. Union (1935), 472.
  41. M. S. Lewis and E. H. Neal: The flow of water in thin sheets. Ditto (1935), 454.
  42. R. E. Horton: The rôle of infiltration in the hydrologic cycle. Ditto (1933), 446.
  43. W. O. Ree: Some experiments on shallow flows over a grassed slope. Ditto (1939), 653.
  44. 金森謙太郎: 瀬田川に於ける流出関係. 土木學會誌, 5 (大正 8 年), 51.
  45. 阿部謙夫: 九州に於ける河川の流量に就て. 同誌, 12 (大正 15 年), 783, 975.
  46. 武田繁後: 根尾川根尾量水所観測成績. 森林治水氣象彙報, 14 (昭和 9 年) 47; 15 (昭和 10 年), 1, 76.
  47. 金森謙太郎: 降水量と流出量との関係. 土木學會誌, 1 (大正 4 年), 345, 1641.
  48. A. Penck: Geographische Abhandlungen, Bd. V, Heft 5 (1894).
  49. H. Keller: Untersuchungen über den Abfluss in Mitteleuropa. Jahrb. f. d. Gewässerkunde Norddeutschlands. Bes. Mitteil. 1 (1906).
  50. G. W. Rafter: The relation of rainfall to run-off. Water Supply Paper No. 80 (1903), U.S. Geol. Survey.
  51. A. F. Meyer: The Elements of Hydrology (1917, 1928), 455.
  52. A. F. Gorton: New formula for predicting annual run-off of some California watersheds. Trans. Am. Geo. Union (1932), 388.

## 第二章 河水の流動

### 第 1 節 河 水 位

53. H. Gravelius: Flusskunde (1914), 143.
54. 勝谷稔: 雪汁と其行方に就て. 森林治水氣象彙報, 9 (昭和 4 年), 36.
55. 吉田重助: 仁別に於ける旭川流量測定成績. 同上, 14 (昭和 9 年), 91.
56. 武田繁後: 流量曲線式の決定と流出量及び雪汁流量の日週變化に就て. 同上, 16 (昭和 12 年), 61.
57. 野満隆治: 阿蘇黒川に於ける水位の日變化. 日本學術振興會第 4 特別委員會講演 (昭和 15 年).
58. 榎本卓藏: 深積雪に因る河川流量の特性と發電水量に及ぼす影響. 土木學會誌, 21 (昭和 10 年), 537.
59. Ed. Brückner: Klimaschwankungen seit 1700. Geogr. Abhandl. von Penck, IV (1890), Heft, 2.
60. 速水頌一郎: Variations in stage of the Yangtze River at Hankow and some climatic changes in Central China inferred from them. 上海自然科學研究所歐文報告, 1 (昭和 13



年), 97.

### 第 2 節 水 面 の 形 状

61. R. Jasmund: Fließende Gewässer. Handb. d. Ing. Wiss. III. Wasserbau (1923).  
 62. 久永勇吉: 屈曲水路に於ける水面の横断形状に就て. 土木學會誌, 6 (大正 9 年), 471.

### 第 3 節 流 速

63. 野瀬正人: 平衡曲線による流速器. 土木學會誌, 14 (昭和 3 年), 821.  
 64. 宮城晋五郎: 気泡による流速測定. 日本學術協會報告, 4 (昭和 3 年), 88.  
 65. A. A. Humphreys and H. L. Abbot: Report upon the physics and hydraulics of the Mississippi River, 1861.  
 66. Jasmund: Die Einwirkung der Fluss-sohle auf die Geschwindigkeit des fließenden Wassers. Zts. f. Bauwesen (1893), 121.  
 67. Bölte: Die Geschwindigkeitsänderung in den Lotrechten natürlicher Flüsse. Zts. f. Bauwesen (1916), 361.  
 68. v. Wagner: Hydrologische Untersuchungen, 1881.  
 69. 直木倫太郎: タッターとバザンの流速公式を論ず. 土木學會誌, 2 (大正 5 年), 655.  
 70. 市瀬恭次郎: 新なる流速公式. 同上, 7 (大正 10 年), 817.  
 71. 溝江昇: Versuch zur Bestimmung der gleichförmigfließenden Bewegung des Wassers und Herleitung einer allgemeinen Geschwindigkeitsformel für natürliche Wasserläufe. 同上, 18 (昭和 7 年), 479.  
 72. Prandtl: Neuere Ergebnisse der Turbulenzforschung. Zts. v. D. T. 77 (1933), Nr. 5.  
 73. H. Krey: Die Quer-Geschwindigkeitskurve bei turbulenter Strömung. Zts. f. angew. Math. u. Mech. 7 (1927), 107.  
 74. H. Gebelein: Turbulenz, 1935.  
 75. 速水頌一郎: On the mechanics of flow in a wide alluvial river. 上海自然科學研究所歐文報告, 1 (1939), 239.  
 76. 東中秀雄: 揚子江の流速の垂直分布と粘性係數に就て. 上海自然科學研究所彙報 4 (昭和 9 年), 81.  
 77. 野瀬隆治, 松崎卓一: 河川の渦動粘性垂直分布に就て. 陸水學雜誌, 4 (昭和 9 年), 77; 日本天文学及地球物理学編輯報, 13 (昭和 11 年), 183.  
 78. C. H. Pierce: Distribution of velocity in a 12-foot rectangular flume. Trans. Am. Geo. Union (1938), 517.  
 79. M. P. O'Brien: The vertical distribution of velocity in wide rivers. Ditto (1937), 467.  
 80. E. H. Taylor: Velocity-distribution in open channel. Ditto (1939), 641.

81. F. P. Stearns: On the currentmeter, together with a reason why the max. velocity of water flowing in an open channel is below the surface. Trans. Am. Soc. Civil Eng. 12 (1883), 301.  
 82. A. H. Gibson: On the depression of filament of max. velocity in a stream flowing through an open channel. Proc. Roy. Soc. London, A. 82 (1909), 149.  
 83. H. L. Cook: Outline of the energetics of stream-transportation of solid. Trans. Am. Geo. Union (1935), 456.

### 第 4 節 流 量

84. 逓信省: 發電水力調査書. 大正 3 年.  
 85. 逓信省: 水力調査書. 大正 13-15 年.  
 86. 朝鮮總督府: 發電水力調査書. 大正 7 年.  
 87. 朝鮮總督府: 一般水力調査書. 昭和 5 年.  
 88. 朝鮮總督府: 河川調査書. 昭和 10 年.  
 89. A. Hazen: Discussion of power-estimates from stream-flows and rainfall-data. J. Bos. Soc. C. E., 3 (1916), 299.  
 90. H. K. Barrows: Water-power Engineering, 1929, 128.  
 91. T. Saville and J. D. Watson: An investigation of flow-duration characteristics of North Carolina. Trans. Am. Geo. Union (1933), 406.  
 92. J. H. Morgau: Flow-duration characteristics of Illinois. Ditto (1936), 418.  
 93. F. F. Henshaw: Characteristics of run-off of southern Alaska. Ditto (1932), 320.  
 94. F. F. Henshaw: Notes on variation of run-off on the Pacific slope. Ditto (1933), 431.  
 95. 菊池英彦: 我國河川の流量に就て. 土木學會誌, 18 (昭和 7 年), 919.  
 96. 阿部謙夫: 九州に於ける河川の流量に就て. 同上, 12 (大正 15 年), 783, 975.  
 97. 武田繁後: 前出 46.  
 98. 金森銀太郎: 瀬田川に於ける流量曲線の時間的變遷. 土木學會誌, 2 (大正 5 年), 93.  
 99. 金森銀太郎: 流量曲線の地方的變化の一例. 同上, 2 (大正 5 年), 1259.

### 第 5 節 河 口 と 感 潮 河 川

100. 保原元二: 河口附近に於ける河川流量に就て. 土木學會誌, 4 (大正 7 年), 1121.  
 101. R. A. Harris: Manual of Tides, 1897-1907.  
 102. 楠宗道: 感潮水路の水流に就て. 土木學會誌, 17 (昭和 6 年), 169.  
 103. 物部長穂: 河川に於ける不定流に就て. 土木學會誌, 3 (大正 6 年), 651, 1577.  
 104. 岡本元治郎: 河川に於ける潮汐. 地球物理, 4 (昭和 15 年), 62.



## 第三章 出 水

## 第 1 節 洪 水 現 象

105. 上野新太郎: 淀川左岸水害豫防組合誌. 昭和 4 年.  
 106. 鄭肇經: 中國水利史 (1939).  
 107. F. A. Nagler: Certain flood-flow phenomena of Iowa River. Trans. Am. Geo. Union (1932), 322.  
 108. 野満隆治: 昭和 11 年 6 月 29 日の京都大洪水. 単行本 (昭和 10 年); 豊原義一, 中宮光俊と共著, 日本學術協會報告, 11 (昭和 11 年), 60.  
 109. J. A. Seddon: River hydraulics. Trans. Am. Soc. Civ. Eng., 43 (1900), 179.  
 110. 物部長徳: 前出 103.

## 第 2 節 洪水の防禦と計劃洪水量

111. 速水頌一郎: The effect of the Tungting and Poyang Lakes on the Yangtze River. 上海自然科學研究所歐文報告, 1 (昭和 14 年), 205.  
 112. 野満隆治: 前出 108.  
 113. C. G. Paulsen: The measurement and computation of flood-discharge. Trans. Am. Geo. Union (1939), 177.  
 114. 梶山淺次郎: 朝鮮に於ける最大洪水量公式. 土木學會誌, 8 (大正 11 年), 831.  
 115. 久永勇吉: 日本の河川に於ける洪水式. シビル, 9 (昭和 4 年), 323, 363, 403, 443.  
 116. C. S. Jarvis: Max. stream-flow with reference to flood-formulas. Trans. Am. Geo. Union (1937), 400.  
 117. C. S. Jarvis: Flood-flow characteristics. Trans. Am. Soc. Civ. Eng., 89 (1923), 985.  
 118. W. E. Fuller: Flood-flow formula. Ditto (1914).  
 119. Petit: Military Engineer. 1936.

## 第 3 節 洪水の豫報

120. 坂本助太郎: 淀川の出水量及其の豫報. 単行本 (昭和 6 年).  
 121. 青木楠男: 利根川橋架設工事報告. 土木學會誌, 11 (大正 14 年), 309.  
 122. 勝谷稔: 千代川出水警報に就て. 森林治水氣象彙報, 11 (昭和 6 年), 161.  
 123. 和田雄治: 本邦大河出水調査報告, 第 1 武蔵國荒川の部. 森林測候所特別報告, 3 (大正 6 年), 1.  
 124. 梶山淺次郎: 朝鮮漢江, 各東江, 大同江の洪水豫報に就て. 土木學會誌, 14 (昭和 3 年), 77.  
 125. 禿則之: 川内川流域の雨量の分布と増水に就て. 森林治水氣象彙報, 14 (昭和 9 年), 176.  
 126. 上野己熊: 筑後川瀬下水位と森町雨量との關係. 同上, 3 (大正 13 年), 50.

127. 上野己熊: 北小國雨量に基く筑後川出水豫報. 同上, 7 (大正 14 年), 109.  
 128. 並川能次郎: 北上川筋降雨量出水最高水位の關係. 土木學會誌, 10 (大正 13 年), 1049.  
 129. 岡部眞平: 江の川支流西城川出水豫報. 森林治水氣象彙報, 7 (大正 14 年), 91.  
 130. 水谷清: 庄内川に於ける出水と雨量との關係. 土木學會誌, 12 (大正 15 年), 103, 627.  
 131. 藏重一彦: 伊豆狩野川の流量變化に就て. 氣象集誌, 12 (昭和 9 年), 377.  
 132. 野満隆治: 前出 108.  
 133. H. R. Leach, H. L. Cook and R. E. Horton: Storm-flow prediction. Trans. Am. Geo. Union (1933), 446.  
 134. W. E. Smith: Modification of the index-area principle and the anticipated application of the principle to Muskingum River flood-control. Ditto (1938), 455.  
 135. J. A. Folse: A new method of estimating stream-flow based upon a new evaporation-formula. Carnegie Inst. Pub. 400 (1929).  
 136. L. K. Sherman: Stream-flow from rainfall by unit graph method: Eng. News-Record, 108 (1932), 501.  
 137. M. Bernard: An approach to determinate streamflow. Proc. Am. Soc. Civ. Eng. (1934), 3.  
 138. F. F. Synder: Synthetic unit-graphs. Trans. Am. Geo. Union (1938), 447.

## 第 4 節 河川出水の分析

139. 吉田重助: 角館試験地に於ける溪水観測成績. 森林治水氣象彙報, 16 (昭和 12 年), 1.  
 140. Horner and Flynt: Trans. Am. Soc. Civ. Eng., 103 (1938), 369.  
 141. B. S. Barnes: The structure of discharge-recession curves. Trans. Am. Geo. Union (1939), 721.  
 142. 阿部謙夫: 前出 45.  
 143. W. F. Uhl: The Upper Congo River drainage-basin. Trans. Am. Geo. Union (1933), 425.  
 144. R. E. Horton: The rôle of infiltration in the hydrologic cycle. Ditto (1933), 446.  
 145. R. T. Zoch: Mathematical synthesis of the flood-hydrograph. Ditto (1939), 207.  
 146. R. T. Zoch: On the relation between rainfall and streamflow. Month. Weather Rev. 62 (1934), 315; 64 (1936), 105; 65 (1937), 135.  
 147. W. B. Langbein: Some channel-storage studies and their application to the determination of infiltration. Trans. Am. Geo. Union (1938), 435.  
 148. R. E. Horton: Natural stream channel storage. Ditto (1936), 406; (1937), 440.  
 149. O. E. Meinzer, Cady, Leggett and Fishel: The channel-storage method of determining effluent seepage: Ditto (1936), 415.  
 150. F. F. Synder: A conception of run off phenomena: Ditto (1939), 725.  
 151. R. E. Horton: 前出 35.



152. L. K. Sherman: The relation of hydrographs of run off to size and character of drainage-basin. Ditto (1932), 332.
153. R. E. Horton: Analysis of run off experiments with varying infiltration-capacity. Ditto (1939), 693.

## 第四章 河水的作用

### 第1節 運搬作用

154. R. S. Tarr: College Physiography, 1914.
155. F. W. Clark: U. S. Geol. Survey, Bull. 491 (1912).
156. Palmer: Geochemical interpretation of water analysis. U.S. Geol. Surv. Bull. 479 (1911).
157. 倉茂英次郎: 本邦河川の化学的研究概報. 気象集誌, 第2輯, 13 (昭和10年), 147.
158. 朝比奈貞一: 昭和5年8月信濃川下流に於ける二三の観測. 同上, 9 (昭和6年), 6.
159. 上野益三: 二・三溪流の水溫と溶在酸素. 陸水學雜誌, 1 (昭和6~7年), 11.
160. 武田繁俊: 前出 46.
161. 今野義信: 山形縣酒川及須川の研究. 陸水學雜誌, 4 (昭和9年), 1.
162. 吉村信吉, 進士福太郎: 南伊豆白濱村不見穀川及附近溪流の河川學的研究. 海と空, 16 (昭和13年).
163. 川野昌美, 村瀬正一: 富士川, 狩野川の硅酸磷酸其の他の化学的調査. 気象集誌, 第2輯, 15 (昭和12年), 160.
164. M. Case: Report of the committee on chemistry of natural waters. Trans. Am. Geo. Union (1936), 335.
165. Fargue: Études sur la corrélation entra la configuration du lit et la profondeur d'eau dans les rivières à fond mobile. Ann. d. ponts et chaussées (1868, 1878 u. 1884); Einwirkung des strömenden Wassers auf den Sand der Sohle. Ditto (1894), 426.
166. Engels: Die Geschiebeförderung durch strömendes Wasser. Zentralbl. d. Bauverw. (1914), 623; Untersuchungen über die Bettbildung gerader oder schwach gekrümmter Flussstrecken mit beweglicher Sohle. Zeitschr. f. Bauw. (1905), 663.
167. Gilbert: Transportation of debris by running water. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 86 (1914).
168. H. Kramer: Modellgeschiebe und Schleppkraft. Mitt. Preus. Versuchsanstalt f. Wasserbau u. Schiffbau, 9 (1932); Proc. Am. Soc. C. E. (1934).
169. A. Schoklitsch: Geschiebe-bewegung in Flüssen und an Stauwerken. Wien, 1926.
170. 中山秀三郎: 自成水路内の砂の運動に關する模型實驗報告. 土木學會誌, 10 (大正13年), 269; 河床を轉動又は跳動する砂礫の量に關する一考察. 同誌, 14 (昭和3年), 785.

171. G. H. Matthes: Diversion of sediment at branching channels. Trans. Am. Geo. Union (1933), 506.
172. H. Bulle: Untersuchungen über die Geschiebeableitung bei der Spaltung von Wasserläufen. Forschungsarb. a. d. Gebiete d. Ing. 283 (1926).
173. F. Habermass: Geschiebe-einwanderung in Werkkanäle und deren Verhinderung. Wasserkraft u. Wasserwirtschaft. 30 (1935), No. 9~10.
174. Du Boys: Le Rhone et les riviere à lit affouillable. Ann. d. Ponts et Chaussées (1879), 18, 141.
175. H. Kramer: Sand-mixtures and sand-movements in fluvial models. Trans. Am. Soc. Civ. Eng. 100 (1935), 821.
176. H. Kramer: The practical application of the Du Boys tractive force theory. Trans. Am. Geo. Union (1934), 463.
177. H. Krey: Grenzen der Uebertragbarkeit der Versuchsergebnisse und Modellaenlichkeit bei praktischen Flussbauversuchen. Zs. angew. Math. u. Mech. 5 (1925), 485.
178. A. Schoklitsch: Der Geschiebetrieb und die Geschiebekraft. Wasserkraft u. Wasserwirtschaft, 4 (1934), 37.
179. M. P. O'Brien: Review of the theory of turbulent flow and its relation to sediment-transportation. Trans. Am. Geo. Union (1933), 487.
180. M. P. O'Brien: Notes on the transportation of silt by streams. Ditto (1936), 431.
181. M. P. O'Brien & B. D. Rindlaub: The transportation of bed-load by streams. Ditto (1934), 593.
182. Swiss Federal Institute of Technology: Neuere Versuchsergebnisse über den Geschiebetrieb. Schweizerische Bauzeitung, 103 (1934), 147.
183. L. G. Straub: Hydraulic and sedimentary characteristics of rivers. Trans. Am. Geo. Union (1932), 375.
184. M. P. MacDougall: Bed-sediment transportation in open channel. Ditto (1933), 491.
185. F. Kreuter: Beitrag zur Theorie der Geschiebeführung. Zs. Gewässerkunde, 4 (1893), 191.
186. F. Schaffernack: Neue Grundlagen für die Berechnung der Geschiebeführung in Flussläufen. Leipzig, 1922.
187. G. Stokes: On the effect of the internal friction of fluids on the motion of pendulums. Camb. Transac. 9 (1851), 8; Coll. Papers. III. 1; Lamb, Hydrodynamics (1932), 599.
188. Babb: Science, 21 (1893), 343.
189. A. Penck: Morphologie der Erdoberfläche, 1894.
190. 黄河水利委員會: 黄河水位流量流速含沙量輸沙量. 張含英黄河志第三編, 民國25年.



191. 岡崎文吉: Liao river under international organization. 土木學會誌, 14 (昭和 3 年), 35.
192. 村上政嗣: 木津川河水中の懸濁物質と溶解物質. 地球, 14 (昭和 10 年), 6, 101; 淀川並に其支流による懸濁物質及溶解物質の運搬作用に就て. 陸水學雜誌, 8 (昭和 13 年), 250.
193. 野滿隆治, 竹上藤七郎: On the action of sea-salts upon the sedimentation of fine mud. Rec. Oceanog. Works in Japan, 9 (1937), 1; 海鹽の細泥沈澱に及ぼす影響. 地球物理, 4 (昭和 15 年), 1.
194. L. G. Straub. 前出 183.
195. 速水頌一郎: 流體の擾亂運動による細粒子傳播の理論に就て. 上海自然科學研究所彙報, 4 (昭和 10 年), 119; 同所歐文報告, 1 (昭和 13 年), 175.
196. 野滿隆治, 輕部末藏, 川口武雄: 河川の横断面に於ける鹽分並に浮游砂泥の分布と横流. 地球物理, 6 (昭和 17 年), 16.
197. H. S. Allen: The motion of a sphere in a viscous fluid. Phil. Mag. 50 (1900), 323.
198. H. D. Arnold: Limitations imposed by slip- and inertia-terms upon Stokes' law for motion of spheres through liquids. Phil. Mag. 22 (1911), 755.
199. C. Wiesselsberger: Weitere Feststellungen über die Gesetze des Flüssigkeits und Luftwiderstandes. Phys. Zeits. 23 (1922), 219.
200. 鶴見一之: 沈降速度の理論及實驗. 土木學會誌, 18 (昭和 7 年), 1125; 仙臺高工紀要, 12 (昭和 8 年), 1.
201. 速水頌一郎: A Theory of silt transportation by running water. J. Shanghai Sci. Inst. 1 (1938), 1.
202. H. Krey: 前出 73.
203. M. P. O'Brien: 前出 179.
204. J. E. Christiansen: Distribution of silt in open channels. Trans. Am. Geo. Union (1935), 478.
205. H. E. Hurst: The suspension of sand in water. Proc. Roy. Soc., A, 124 (1929), 196.
206. E. G. Richardson: The transport of silt by a stream. Phil. Mag., 17 (1934), 769.
207. 野滿隆治: 河川浮泥の水面條件と其の應用. 石本教授記念論文集, 昭和 17 年.
208. Einstein: Ann. d. Physik, 17 (1905), 549.
209. Perrin: Comptes rendu, 146 (1908), 968.
210. P. G. Nutting: The stratified settling of fine sediments. J. Washington Acad. Sci. 19 (1929), 402.
211. A. B. Buckley: The influence of silt on the velocity of water flowing in open channels. Proc. Inst. Civil Eng. 216 (1922~23), 183.
212. S. Fortier & H. F. Blaney: Silt in the Colorado River and its relation to irrigation. U.S. Dep. Agr. Tech. Bull. 67 (1928), 1.

213. C. S. Howard: Suspended matter in the Colorado River. U.S. Geol. Surv. Water Supply paper 636-B (1929).
214. U.S. Waterway Exp. Station, Vicksburg: Sediment investigations on Mississippi River and its tributaries, 1930 & 1931.
215. 速水頌一郎: 前出 201.
216. W. W. Rubey: Equilibrium conditions in debris-laden streams. Trans. Am. Geo. Union (1933), 497.
217. H. L. Cook: 前出 83.
218. G. W. Musgrave: A quantitative study of certain factors affecting soil- and water-losses as the logical basis for developing practical methods of erosion control. Ditto (1934), 515.

## 第 2 節 浸 蝕 作 用

219. 横山又次郎: 自然地理學. 大正 11 年, 326.
220. H. H. Bennett: Dynamic action of rains in relation to soil erosion. Trans. Am. Geo. Union (1934), 474.
221. C. E. Ramser: Dynamics of erosion in controlled channels. Ditto (1934), 468.
222. G. L. Fuller: Charting the effects of erosion in the old plantation-belt of the Southern Piedmont. Ditto (1934), 495.
223. B. H. Hendrickson: The choking of pore-space in the soil and its relation to run off and erosion. Ditto (1934), 500.
224. W. C. Lowdermilk & P. B. Rowe: Still further studies on absorption of rainfall in its relation to surface run off and erosion. Ditto (1934), 509.
225. G. W. Musgrave: 前出 40.
226. R. E. Horton: Rain wave-trains. Trans. Am. Geo. Union (1938), 368.
227. 野滿隆治: 前出 207.
228. 野滿隆治: Extension of Duhamel's theorem. Proc. Imp. Acad. Tokyo, 11 (1935), 359.

## 第 3 節 堆 積 作 用

229. 伊藤剛: 利根川の水理. 土木學會誌, 20 (昭和 9 年), 1439.
230. Kennedy: Straub 氏論文 231 参照.
231. L. G. Straub: Hydraulic and sedimentary characteristics of rivers. Trans. Am. Geo. Union (1932), 375.
232. H. Sternberg: Untersuchungen über des Längen- and Querprofil geschiebeführender Flüsse. Zs. f. Bauwesen (1875), 483; Zs. Oesterr. Ing. u. Arch.-Verein, 13 (1919), 119.



233. v. Hohenburger: Ueber Geschiebebewegung und Eintiefung fließender Gewässer. Leipzig, 1886.
234. A. Schoklitsch: Ueber die Verkleinerung der Geschiebe im Flussläufen. Proc. Acad. Sci. Wien, Math.-nat. Sci. class; Sect. IIa, 142 (1933), 343.
235. A. Schoklitsch: Geschiebebewegung im Flüssen und an Stauwerken. Wien, 1926.
236. 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.
237. 野満, 輕部, 川口: 河川の横断面に於ける鹽分並に浮游砂泥の分布と横流. 地球物理, 6 (昭和 17 年), 16.

## 第 4 節 土 石 流

238. 鈴木恭介. 實用砂防工学. 昭和 3 年.
239. R. T. Knapp: Energy-balance in stream-flows carrying suspended load. Trans. Am. Geo. Union (1937), 501.
240. L. G. Straub: Some observations of sorting of river-sediments. Ditto (1935), 463.

## 第 5 節 河水の温度と結氷

241. R. Jasmund: Fließende Gewässer. Handb. d. Ing. Wiss. III. Wasserbau, 1923.
242. 速水頌一郎: 液體の擾亂運動による細粒子傳播の理論に就て. 上海自然科學研究所彙報, 4 (1935), 119.
243. 野満隆治: 河川浮泥の表面條件. 石本教授記念論文集 (昭和 17 年).
244. 野満, 輕部, 川口: 前出 237.
245. 岡 菴: 河水の温度観測成績. 森林治水氣象彙報, 4 (大正 13 年), 60.
246. 三澤勝衛: 千曲川の水溫観測. 海洋時報, 2 (昭和 5 年), 279; 3 (昭和 6 年), 532.
247. 朝比奈貞一外二名: 昭和 5 年 8 月信濃川下流に於ける二三の観測. 氣象集誌, 第 2 輯, 9 (昭和 6 年), 6.
248. 關和男, 久保時夫: 淀川の水溫観測. 海洋時報, 3 (昭和 6 年), 173.
249. 上野益三: 二三溪流の水溫と溶在酸素. 陸水學雜誌, 1 (昭和 6-7 年), 11; 九州南部の流水. 同上, 79.
250. 今野義信: 山形縣鮎川及須川の研究. 同誌, 4 (昭和 9 年), 1.
251. 亘理信一: 醒ヶ井養鱒場内宗谷川の二三の観測. 同誌, 4, 23.
252. 吉田重助: 前出 139.
253. 武田繁後: 前出 46.
254. 須田院次, 關和男: 河水温簡易観測法. 海洋氣象彙報, 24 (昭和 5 年); 河川水溫と氣溫との關係に就て. 海洋時報, 3 (昭和 7 年), 703.
255. 倉茂英次郎: 本邦河川の水溫と河川より見たる河川型. 氣象集誌, 第 2 輯, 12 (昭和 9 年), 1.

256. A. A. Hirsch: Mississippi River water temperature at New Orleans. Monthly Weath. Rev., 67 (1939), 415.
257. 侯德封: 黄河志第一編氣象 (1937); 黃河流域の氣候. 地理學報, 第 3 卷第 1 期單行本, (1936).
258. 華北水利委員會: 水利月刊, 1 (1931), 348.
259. 吉村信吉: 北支に於ける河川湖沼の結氷狀態. 昭和 16 年.
260. Schostakowitsch: Die Eisdicke der Gewässer Ostsiberiens. Meteor. Zs. 42, 282.
261. 村上政嗣: 松花江の凍結. 雪氷, 3 (昭和 16 年), 333; ハルビンに於ける松花江解氷期日と其の豫想. 應用物理, 11 (昭和 17 年), 220.

## 第 五 章 河 谷

## 一 般 参 考 書

262. R. Jasmund: Fließendegewässer. 前出 61.
263. A. Penck: Morphologie der Erdoberfläche. 1904.
264. A. Supan: Grundzüge der physischen Erdkunde. 1921.
265. Günther: Handbuch der Geophysik. 1897.
266. W. M. Davis: Grundzüge der Physiographie. 1911.
267. R. S. Tarr: Colledge physiography. 1914.
268. E. Martonne: Traité de Géographie physique. Vol. 2. 1925.
269. E. Haug: Traité de Geologie. Vol. 1. 1927.
270. W. Ule: Physiographie des Süßwassers. 1925.
271. F. M. Exner: Zur Dynamik der Bewegungsformen auf der Erdoberfläche. Beitr. z. Geophys. 1ter Supplementband (1931), 374.

## 特 殊 問 題 文 献

272. W. C. Unwin: Die Bewegung des Wassers im Flutgebiet eines Flusses. Engineer (1883), 66; Hydraulics. Encyc. Brit. 14 (1910), 78.
273. S. Shulits: Fluvial morphology in terms of slope, abraision and bed-load. Trans. Am. Geo. Union (1936), 440.
274. J. Putzinger: Das ausgleichsgefälle geschiebeführender Wasserläufe und Flüsse. Zs. Oester. Ing. u. Arch.-Verein, 13 (1919), 119.
275. A. Penck: Potamology as a branch of physical geography. Geog. Jour. 10 (1897), 619.
276. v. Richthofen: Führer für Forschungsreisende. 1886.
277. 中村慶三郎: 山崩. 昭和 9 年.
278. 山口昇: 地中の深さに關する一考察. 鐵道省土質調査委員會報告, 第 3 輯 (昭和 9 年), 108.



279. 安藏善之輔: 地之力學的研究. 九大工學部彙報, 15 (昭和 15 年), 326.
280. F. B. Taylor: Origin of the gorge of the whirlpool rapids at Niagara. Bull. Geol. Soc. Amer. 9 (1898), 59; U.S. Geol. Survey Bull. 190 (1913).
281. G. K. Gilbert: Rate of recession of Niagara Falls. Bull. U.S. Geol. Survey (1907), 31.
282. Sasse: Parabeltheorie, in ihrer Anwendung auf die Bewegung des Wassers in der Saale und Unstrut. Zs. d. Arch. u. Ing. Ver. Hannover, 1890, 193; 1884, 141.
283. 野滿隆治: 地下水量測定に就て(日野川河畔に適用). 日本學術協會報告, 4 (昭和 3 年), 79.
284. 鄭肇經: 中國水利史 (1939).
285. Gravelius: Flusskunde. 1914.
286. J. Thomson: Proc. Roy. Soc. 1877, 356; Proc. Inst. Mech. Eng. 1879, 456.
287. H. M. Eakin: Diversity of current-direction and load-distribution on stream-bends. Trans. Am. Geo. Union (1935), 467.
288. 野滿, 輕部, 川口: 前出 237.
289. W. M. Davis: Development of river meanders. Geol. Mag. 10 (1903), 145.
290. W. M. Davis: River terraces in New England. Geological Essays (1909), Boston, 514.
291. M. Fargue: Etudes sur la corrélation entre la configuration du lit et la profondeur d'eau dans les rivières à fond mobile. Ann. ponts et chaussées (1868 & 1884).
292. v. Weber: Grundrissform und Profilgestaltung. Zs. f. Gewässerkunde (1898), 150, 321.
293. V. Ornum: The regulation of rivers. 1914.
294. L. G. Straub: 前出 240.
295. Miller: 花井重次地形學(地理學講座, 昭和 5 年) 参照.

## 第二編 河谷發生論

296. Jasmund: 前出 61.
297. G. W. Powell: Exploration of the Colorado river of the west. 1875.
298. W. M. Davis: The geographical cycle. Geog. Jour. 14 (1899); The development of certain english rivers. Geol. Jour. 5 (1907), 127.
299. J. C. Russel: River development as illustrated by the rivers of North America. 1898.
300. Sasse: Ueber die Entstehung der Flusstäler durch die Wirkung der vorweltlichen Ströme. Zs. d. Arch. u. Ing. Ver. Hannover (1886), 311.
301. Goes: Zur Entwicklungsgeschichte der Flusstäler. Wochenbl. f. Bauk. (1886), 370.

## 事 項 索 引

ア		オ	
壓力水頭 Pressure head	87	横断形状(水面, 河谷の)	69, 236
惡地 Bad land	231	横断面上の流速分布	71, 80, 86
		横断面上の浮游物質分布	263
		甕穴 Pot hole	241
		横流(河水の)	85, 262
		オアシス Oasis	253
		横谷 Transverse valley	277
イ		カ	
移動性渦動 Moving eddies	76	河川 River	1
移動(河道の) Migration	260	河床 River-bed	1
位置水頭 Position head	87	河道 River-channel	1
		河岸 River-bank	1
		河川學 Potamology	2
		幹川 Trunk river	1
		河川密度 River density	12
		河流密度 Stream density	14
		河水の涵養	14
		河川の流出量	55
		濁水位	65
		濁水量	91
		可用日數(河の) Available days	67
		河川の運動方程式	80
		河況係數 Coefficient of river regime	92
		河口 River mouth	98
		感潮河川 Tidal river	99
		河川潮汐の理論	101
		感潮河口の形状	112
		河川増水の型式	153
		河道貯留量 Channel storage	153
ウ			
羽状流域 Feather-like basin	11		
雨量 Precipitation	14		
雨量と緯度	15		
雨量と森林	17		
雨量の年變化	18		
雨量計	15		
雨量分布	15		
雨量式洪水豫法	131, 134		
雨壑 Gully	203		
雨蝕 Rain sculpture	202, 203		
雨水波 Rain wave	206		
運搬作用(河の) Transportation	167		
運搬力	172		
運搬物質各種の比率	199		
V字谷	235		
エ			
エネルギー勾配 Energy slope	89		
鹽分(河水の)	167		
エーロストーン型の瀧	246		
延長率(河及河谷の) Entwicklung	258		



河道貯溜水流出 Channel storage run off	153	河の老幼	281
河道貯溜水流出逓減	155	河の輪廻 River cycle	281
河水の作用	167	河の回春 Rejuvenescence	282
各個運搬 Einzeltransport	174	河系流域の適應 Adjustment of drainage	286
河底浸蝕の理論	206		
河水温度	223	*	
河水 River ice	227	吸着水 Adhesive water	39
河谷 River valley	1, 231, 274	吸收(水分の) Absorption	43
河谷の通有性	231	急流 Bach	73
河谷の三区分と特徴	231	基底流量 Base flow	153
開谷 Open valley	231	器械的運搬 Mechanical transportation	167
河谷の縦断形状	233	均一度(砂泥の) Uniformity	175
カスケード Cascade	243	器械的浸蝕 Mechanical erosion	200
カタラクト Cataract	223	急湍 Rapid	243
河平原 River plain	251	曲線比長(川の) Kurventwicklung	258
河口洲 Delta	253	逆行河 Obsequent river	276, 283, 287
河口灣 Estuary	254		
岩段丘 Rock terrace	268	ク	
河谷の發生	274	空隙率 Porosity	38
河谷の成因	274	緩流 Fluss	73
構造谷 Tectonic valley	274	クッター公式 Kutter formula	74
氷蝕谷	275	渦動の種類	76
浸蝕谷 Erosion valley	275	渦動粘性 Eddy viscosity	77
河谷の分類	277	渦動粘性係數	77
縦谷 Longitudinal valley	277	渦動交換作用 Austausch	77
横谷 Transverse valley	277	化學的運搬 Chemical transportation	167
斜谷 Oblique valley	277	化學的浸蝕 Chemical erosion	200
河の分類	278	掘鑿蛇曲	265
必從河 Consequent river	278	環流丘陵 Umlaufberg	266
斜行河 Insequent river	278	貫通丘陵	266
逆行河 Obsequent river	278	貫通谷 Durchgangstal	277, 283, 287
構從河 Subsequent river	278		
再從河 Resequent river	279	ケ	
繼承河 Superimposed river	279	形狀係數(流域の)	8
河川の發達	280	懸垂水 Kremastic water	38

徑深 Hydraulic radius	74	交互反轉龍 Reversible waterfall	99
計劃洪水量	130	洪水現象	114
警戒水位 Warning water-level	131	洪水の頻度 Frequency of flood	114
懸濁物質 Suspended load	167	洪水の種類	115
限界流速 Critical velocity	171	洪水波 Flood wave	119
限界掃流力 Critical tracting force	175	洪水波の傳播 Propagation of flood	120
原生瀧 Consequent water-fall	246	洪水防禦 Protection of flood	123
懸谷 Hanging valley	247	洪水量公式 Flood formula	127
峡谷 Canyon, Gorge	248	洪水豫報の種類	131
袂状部(蛇曲の) Lobe	260	水位法 Hydrometric method	131, 132
原始準平原 Primary peneplain	276	雨量法 Pluviometric method	131, 134
原生河 Consequent river	278	混合法 Combined method	131, 140
繼承河 Superimposed river	279	示準流域法 Index area method	146
狹路 Narrow	283	ユニット・グラフ法 Unit graph method	147
ケスタ Cuesta	283	流量配分圖法 Distribution graph method	147
		滲透法 Infiltration method	150, 157
コ		洪水勾配	214
合流點 Confluence	1	高岸 Hochufer	237
降水量 Precipitation	14	谷内比長(川の)	258
降雨の強度 Intensity of rain	14	谷内延長率 Entwicklung	253
強雨	21	谷線 Talweg	262
豪雨	21	構造段丘	271
降水の三部分	22	構造谷 Tectonic valley	274
交換係數 Austausch coefficient	36, 80	構從河 Subsequent river	278, 283
降雨餘剩 Rainfall excess	51		
降雨遮斷 Interception by vegetation	52	サ	
高水位	65	最低水位	65
洪水位	65, 124	最高水位	65
高水域 Hochwasserbereich	67	最多水位	65
固定狀態	67	最大洪水量	124
呼應水位 Corresponding water levels	68	最多水量	91
高水量	91	三角洲 Delta	253
洪水量	91	三角江 Estuary	254
混合經路(亂流の) Mischungsweg	79	三角洲湖 Delta-lake	257
呼應流量 Concordant discharge	93	穿入蛇曲	265



再従河 Resequent river	279, 237	縦方向の流速變化	86
		シェーゼー法則 Chézy law	74
シ		潤周 Wetted periphery	74
支流 Tributary	1	擾亂交換作用 Austausch	77
集水區域 Catchment area	4	潮津浪 Tidal bore	100
支流分岐率 Bifurcation ratio	11	出水 Freshet	114
支川流域の關聯様式	11	自然遞減(河水の)	150
支流の等級 order	11	自然遞減曲線 Natural depletion curve	150
蒸發分	23	示準流域法(洪水豫報の)	146
蒸散 Transpiration	24	滲透法(洪水豫報の)	150, 157
蒸發 Evaporation	25	集中時間 Concentration time	159
蒸發計	26	射流 Shooting flow	173
蒸發と標高	27	浸蝕作用 Erosion	200
蒸發と氣象要素	28	浸蝕の速さ	202
消費水量 Consumptive use	21, 37	浸蝕と地被狀態	203, 204
滲透 Infiltration	23, 38, 43	浸蝕と地面勾配	204
滲透分	23	浸蝕と傾斜の長さ	204
樹根水 Rhizic water	39	浸蝕と雨の強さ	205
樹根帶 Root zone	39	浸蝕と土質	205
滲漏 Seepage or percolation	43	浸蝕基準面 Base level of erosion	210
滲透能 Infiltration capacity	43	集合運搬 Massentransport	221
滲漏計 Lisimeter	47	自然堤防 Natural levee	237, 266
滲透に影響する諸要素	46	自由蛇曲	265
滲透と土質及び季節	47	褶曲谷 Fold valley	275
滲透と地面傾斜	48	浸蝕 Erosion valley	275
滲透と地被狀態	48	斜谷 Oblique valley	277
終局滲漏水 Ultimate percolation	51	縦谷 Longitudinal valley	277
初期地面滯溜量 Initial surface detention	51	準平原 Peneplain	276
初期流出遅延時間 Initial lag-interval	51	終局準平原 Final peneplain	276
消失高 Height of loss	56	斜行河 Insequent river	278
自記水位計 Self-recording gauge	62		
週期的變幅	66	ス	
持續率 Frequency	66	水面蒸發	
持續曲線 Duration curve	66	水面蒸發と氣象要素	28
縦斷形狀(流域, 水面, 河谷の)	9, 68, 233	ステファン常數 Stefan's constant	31

水位(河の) Water level	62	全水頭 Total head	87
水位曲線 Amplitude curve	62	洗掘 Corrasion	201
水位日變化	63	正常河谷 Normal valley	231
水位年變化	64	遷移點 Wendepunkt	235
水位の各種	64	遷急點	235
平均水位	65	遷緩點	235
最高水位	65	選擇浸蝕 Selective erosion	242
最低水位	65	扇狀地 Alluvial fan	251
渴水位	65	生育蛇曲	265
低水位(9ヶ月水位)	65	先行河 Antecedent river	278
平水位(6ヶ月水位)	65	青年期(河の)	281
最多水位	65	ソ	
高水位	65	粗度係數 Roughness coefficient	75
洪水位	65, 124	損失水頭 Head loss	88
水位の豫報	67	綜合配分圖 Synthetic distribution graph	149
水面の形狀	68	増水型式	153
縦斷形狀	68	掃流 Traction	167
横斷形狀	69	掃流物質 Tractional load	167, 170
水面勾配の階段性	69	掃流力 Tractive force	174
水面勾配と水位	69	掃流砂量	174
水頭 Water head	87	掃流限界速度	171
水年 Water year	93	掃流法則	172
水位式洪水豫報	131	側方浸蝕 Lateral erosion	201
水篩作用 Selective action	215	層狀浸蝕 Sheet erosion	201
ステルンベルク法則(川石磨耗の)	216	造瀑層 Fall maker	245
ストークスの沈降法則	180	側方洗掘 Lateral corrasion	259
垂直分布(流速の)	72, 81	壯年期(河の)	282
垂直分布(渦動粘性の)	82	タ	
垂直分布(浮泥の)	184	ダルトンの蒸發法則	20
垂直侵蝕 Vertical erosion	201	堆積作用	211
		堆積 Deposition	211
		堆積の原則	211
		堆積の速さ	218
セ			
整流 Laminar flow	77		
勢力水頭 Energy head	87		











人名索引

	Chézy	74	Gibson	85
<b>A</b>	Christiansen	76, 83, 190, 192	Gilbert	172, 177, 197, 251, 285
阿部謙夫	Clarke	168, 169	Gorton	60
青木楠男	Cook	89, 148, 197	Gravelius	2, 7, 63, 67, 258
朝比奈貞一	Cummings	30, 32		
安藏善之助	Cunningham	72	<b>H</b>	
Allen			堀口由巳	30
アメリカ農林省灌溉課	<b>D</b>		平田徳太郎	29, 30, 37, 47
アメリカ地質調査所	Dalton	29	速水頌一郎	65, 81, 124, 185, 188, 191, 193, 217, 223
	Darcy	76, 85	久永勇吉	70, 127
<b>B</b>	Davis	278	Habermass	174
Baer	Donley	17	Harding	27, 28
Barrows	Du Boys	174, 176	Harris	100, 112
Bazin	Duhamel	210	Hazen	91
Barnes	Dupuit	76	Henshaw	93
Belgrand			Hirsch	227
Bennet	<b>E</b>		Hochenburger	216
Beaumont	Eakin	262	Holzman	36
Babb	Ebermeyer	47	Horner	51
Bernard	Einstein	191	Horton	7, 10, 36, 55, 146, 150, 155, 157, 162, 166, 205
Bigelow	Engels	172	Humphreys	72, 81
Börger			Hurst	190
Bölte	<b>F</b>			
Boileau	福田仁志	43	<b>I</b>	
Bowen	Fargue	172, 263, 264	市瀬恭次郎	75
Brückner	Flynt	150	今野義信	169, 225
Buckley	Folse	147	伊藤剛	212
Bulle	Frewer	181		
Buchanan			<b>J</b>	
	<b>G</b>		Jarvis	129
<b>C</b>	Gauckler	75		
Case	Gebelein	81		

人名索引

Jasmund	72, 223, 275	眞山利雄	48, 53	Neal	55, 166
		松山基範	241	Newton	186
<b>K</b>		宮本武之輔	25	Neumann	12
狩野徳太郎	37	宮城晋五郎	71	Nutting	191
金森鉄太郎	56, 57, 58, 96	溝江昇	75		
勝谷稔	63, 132, 134	水谷踏	139	<b>O</b>	
加藤清正	123	三澤勝衛	225	岡田武松	21, 27
梶山淺次郎	127, 133, 140	村上政嗣	183, 229	大森宗裕	34
禿則之	134	物部長徳	105, 121	大高政一	43
川野昌美	170	諸戸博士	219	岡本元治郎	105
菊池英彦	95	Manning	75	岡部眞平	137
楠宗道	102	Masgrave	44, 54, 204	岡 菴	224
藏重一彦	140	MacDougall	180	岡崎文吉	183
倉茂英次郎	169, 225	McEwen	30, 33	O'Brien	84, 176, 177, 179, 180, 190
華北水利委員会	182, 227	Meinzer	157	Oppikofer	233
侯徳封	227	Meyer	60	Ornum	263
輕部末藏	186, 224, 262	Myer	129		
川口武雄	186	Miller	271	<b>P</b>	
Keller	58, 60	Montgomery	30, 31	Palmer	168
Kennedy	213	Morgan	92	Paulsen	126
Knapp	221	Münzen	34	Penck	14, 58, 182, 234
Kramer	172, 175	Murray	168	Perrin	191
Krey	81, 176, 191	ミシシッピー河委員会	174	Pestalozzi	220
Kutter	75			Petit	130
		<b>N</b>		Pierce	84
<b>L</b>		直木倫太郎	1	Piper	40, 41
Landreth	10	内務省土木局	57, 94, 116	Powell	278
Langbein	155, 163	並川熊次郎	137	Poiseuille	73
Each	146	中川秀三郎	173	Prandtl	78
Lewis	45, 55	中村慶三郎	236	Prony	72
Lowdermilk	204	野瀬隆治	46, 63, 83, 117, 120, 125, 140, 182, 184, 186, 191, 206, 224, 230, 252, 262	Putzinger	234
Luedecke	47			<b>R</b>	
Luprecht	70	野瀬正人	71	Rafter	59
		Nagler	117	Ree	55
<b>M</b>					



Richardson	31, 39, 190	スウ、ス工學試験所	180		
Roth	168			<b>V</b>	
Rubey	194, 215				
		<b>T</b>			
		武田繁後	27, 57, 59, 63, 96, 169, 225		
		竹上藤七郎	184	<b>W</b>	
坂本助太郎	132, 136	朝鮮總督府	94, 117	和田雄次	133
須田皖次	225	鶴見一之	187	互理信一	225
關和男	226	遞信省	57, 94, 95, 96	Wagner	65
齋藤泰一	230	鄭肇經	115	Wallen	58
Sainyon	171	Taylor	49, 84	Weber	263
Saville	92	Theis	33	White	50
Scheelhase	46	Thoma	173	Wieselsberger	185
Schleiber	58	Thorntwaite	36	Wüst	15
Schocklitsch	176, 177, 179, 216	Tietze	278		
Schostakowitsch	229	Thomson	262	<b>Y</b>	
Seddon	169	Trabert	30	山田胖	17, 58
Sherman	145, 147, 163			山口昇	96
Shulitz	233			保原元二	100
Spöttle	46	<b>U</b>		吉田重助	40, 47, 59, 63, 150, 225
Sidel	184	上野新太郎	114	吉村信吉	170, 229
Smith	146	上野巳熊	134, 136	横山又次郎	202
Sternberg	215	上野益三	169, 225	Yarnell	22
Stokes	180, 187	Uhl	152		
Straub	180, 185, 214, 222, 264	Ule	58	<b>Z</b>	
Stearns	85	Unwin	233		
Synder	148, 161			Zoeh	155, 161

昭和十八年九月五日初版印刷  
 昭和十八年九月十五日初版發行 (3,000部)  
 出版會承認あ-100,36號



河川學 定價金七圓  
 特別行為稅 金三十四錢  
 相當額 賣價 金七圓三十四錢

著作者 野滿隆治  
 發行者 東京都神田區錦町三ノ二二  
 株式會社 地人書館  
 代表者 上條勇  
 印刷所 東京都牛込區榎町七  
 大日本印刷株式會社榎町工場  
 印刷者 (東京1) 富山信忠

發行所 株式會社 地人書館  
 東京都神田區錦町三丁目二二  
 振替東京一五三二・電話神田八九五  
 日本出版會々員一一七五二〇號

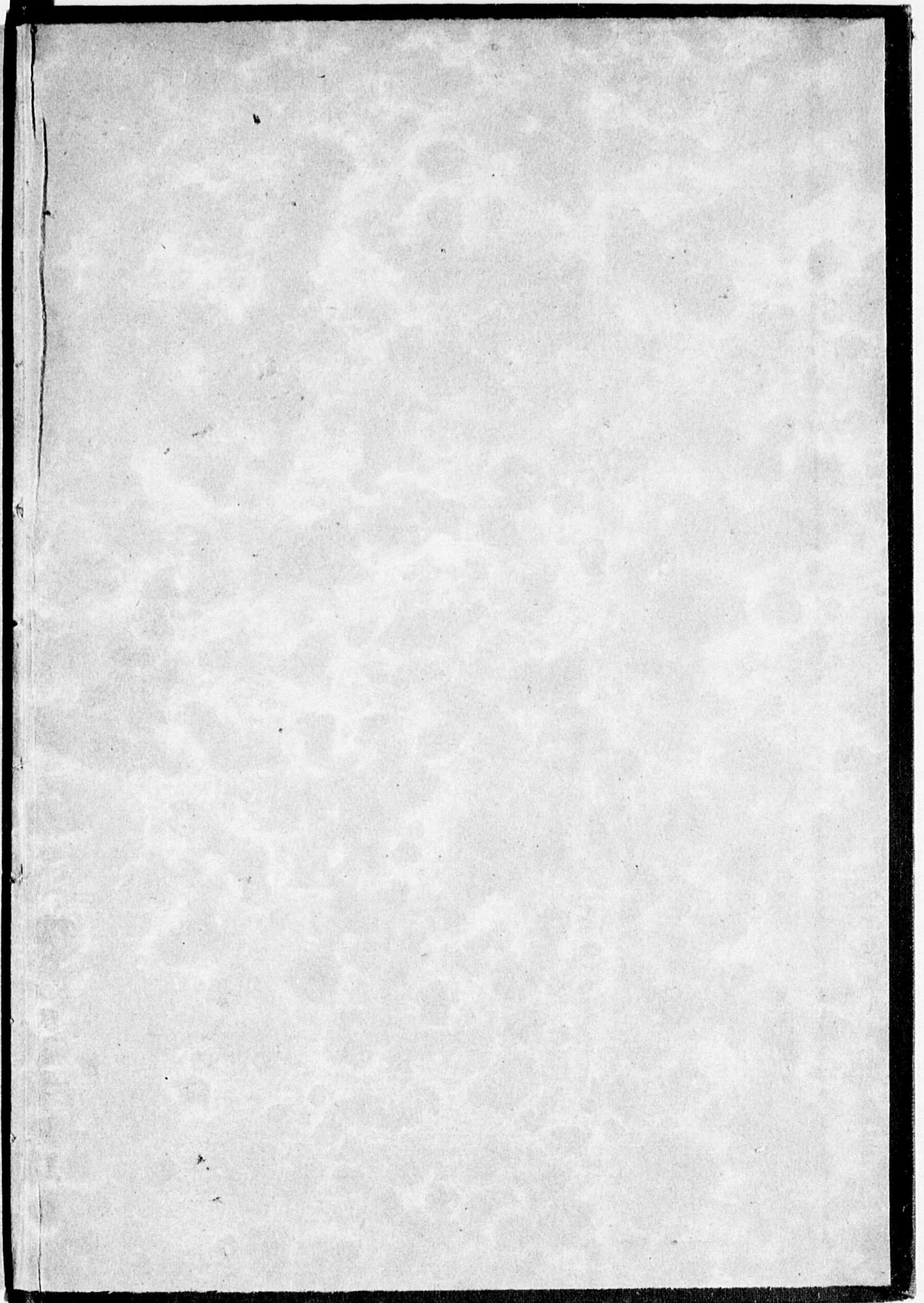
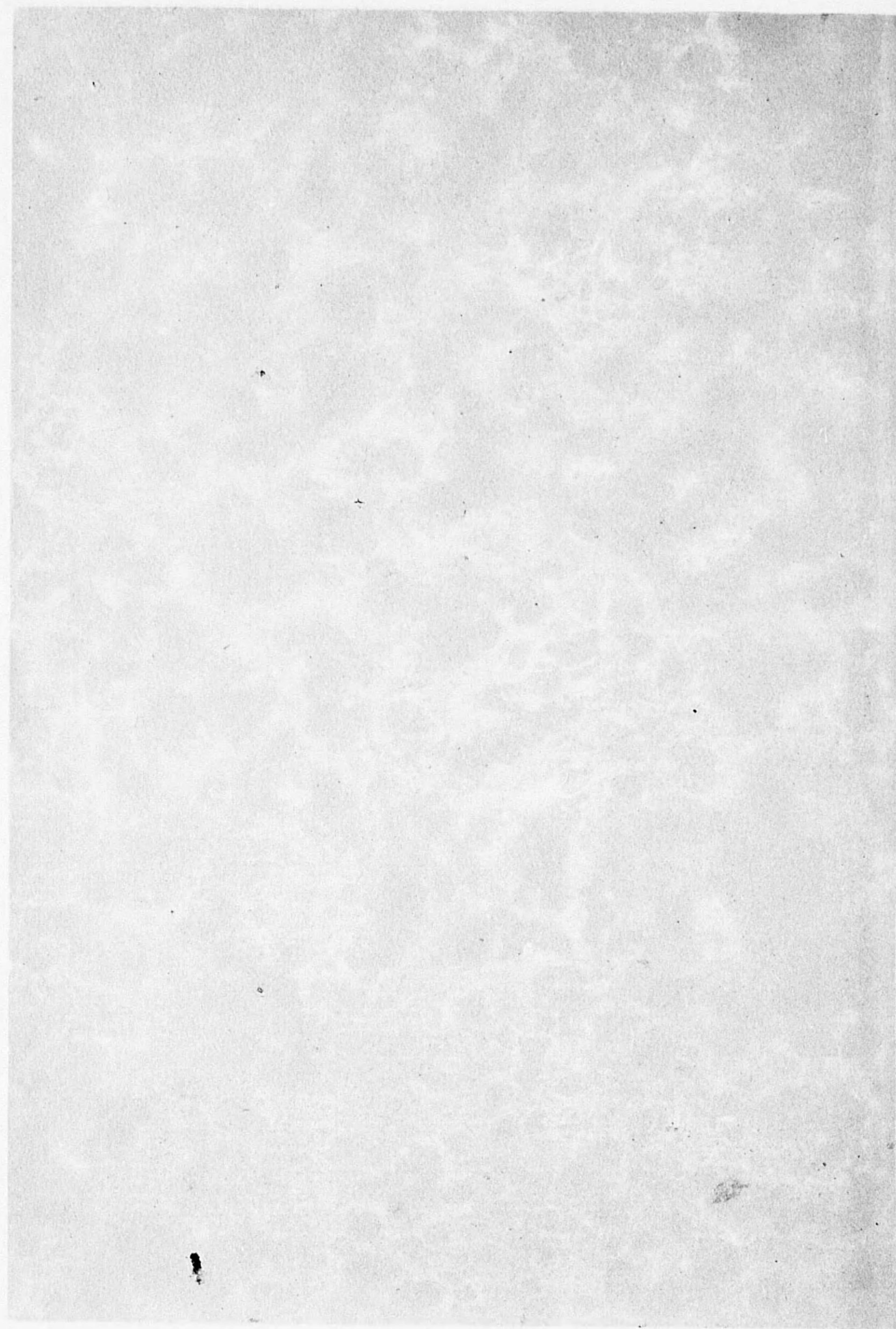
配給元 東京都神田區淡路町二丁目  
 日本出版配給株式會社



景觀地理學講話	辻村太郎著	菊判 370頁 價5.00 税別千20
人文地理學通論	石橋五郎 閱 別技篤彦 著	菊判 400頁 價3.50 税別千20
自然地理學【上卷】	吉村信吉 共編 岡山俊雄	菊判 350頁 價3.30 税別千20
自然地理學【下卷】	吉村信吉 共編 岡山俊雄	菊判 370頁 價3.50 税別千20
地理學方法論	綿貫勇彦著	菊判 250頁 價2.00 税別千20
經濟地理學汎論	田中秀作著	菊判 220頁 價2.00 税別千20
地圖投影法	北田宏藏著	菊判 250頁 價2.30 税別千20
增訂地質學汎論	藤本治義著	菊判 220頁 價1.80 税別千20
日本地質文獻目錄	藤本治義編	菊判 330頁 價5.50 税別千20
河川工學序說	楠宗道著	菊判 250頁 近刊
熱力學新講	杉田元宣著	菊判 320頁 價3.50 税別千20
水の化學分析法	三宅泰雄 著 松居秀夫	菊判 286頁 價4.30 税別千20
旱害の研究	大後美保著	菊判 250頁 價3.50 税別千20
湖沼の科學	吉村信吉著	四六判 340頁 價2.50 税別千15
天文學通論	關口鯉吉 共著 鈴木敬信	40倍判 430頁 價5.00 税別千30

東京 株式會社 地人書館刊 神田







517-N94㊦



1200500745040

517  
4

×  
複写

終