

自然科學小叢書

河

川

野滿隆治著
盛敘功譯

王雲五 周昌壽主編



商務印書館發行



自然科學小叢書

河 川

野滿隆治 著
盛筱功 譯

王雲五 周昌壽 主編

商務印書館發行

目次

第一篇 河狀論……………一

第一章 河水……………一

第一節 流域……………一

第二節 河水之涵養……………五

第三節 河水位……………一二

第四節 水面之形狀……………一八

第五節 流速……………二一

第六節 流量……………二六

第七節 洪水……………三〇

第二章 河水之作用……………三六

第一節 運搬作用……………三六

第二節 浸蝕作用……………四八

第三節 堆積作用……………五二

第三章 河谷……………五六

第一節 河谷概觀……………五六

第二節 土柱與甌穴……………六二

第三節 瀧……………六五

第四節 峽谷……………七二

第五節 沖積扇狀地……………七五

第六節	河口洲·····	七八
第七節	河道之曲折·····	八五
第八節	氾濫平原·····	九三
第九節	河成段丘·····	九七
第二篇	河谷發生論·····	一〇一
第一章	河谷之發生·····	一〇一
第一節	河谷之成因·····	一〇一
第二節	河谷之分類·····	一〇五
第二章	河川之發達·····	一〇九

第一節	河川之老少與輪迴·····	一〇九
第二節	少年期·····	一一一
第三節	壯年期·····	一一三
第四節	老年期·····	一一五
第五節	河谷發達變化之原因·····	一一六

河川

第一篇 河狀論

第一章 河水

第一節 流域

雨雪之水自天空降落地面，因重力常循向低處下流，終注入於海洋。由此流水之通路或流路所形成細長之凹地，謂之河道，或河床 (river bed)，併流水則合稱河川，總括具有河川之全部谷地，是謂河谷 (river valley)。



流域之廣與其上之降雨量為確定河川水量之根本要素，惟本節則先就流域一端說明之。

一、流域與分水界 一河之流域 (catchment area) 係指彼為河水本源之雨雪所下降之全地域而言。若就河川流程中某一地點之流域論，則其所指即為止於此地點上注入河川之雨雪所下降之區域。

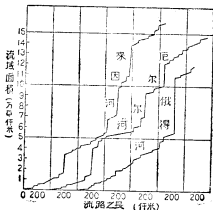
兩河流域互相臨接之界線，謂之分水線 (watershed or divide)。分水線大抵即為水源之山嶺，然亦不無例外。如有時河川橫切山脈，嶺之上部以至兩側常屬同一河川之流域，其分水線即不在山嶺，而在山腹或山麓，是也。

世界大河以注入於大西洋為最多，而太平洋與印度洋為較少。尤以流域相較，流入大西洋河流之總流域，殆二倍於流入其他海洋河流之總流域，即成 61:27 之比。

二、流域之平均幅員 河川由本流水源迄於河口，其各點流域愈至下流，面積愈增，尤以當支流會合處更形激增。研究此種狀況，可由圖示河川距河源之長 (L) 與流域面積 (F) 所作成之流域曲線得之。如第一圖即就德意志諸河所舉之實例。

流域平均 (幅員公里)
1140
660
426
500
450
330
250
330
295
570
500
520
450
340
580
240
50
38
33
880
510
500
490
390
280
240
170
130
120
130
110
101
32
370

例實之線曲域流 圖一第



其次，將流域各地點河流之長度除流域面積所得之商，即為此流域之平均幅員。即

$$\text{流域之平均幅員} = \frac{F(\text{流域面積})}{L(\text{本流之長})}$$

通常河流愈大平均幅員亦愈廣例如次表。

大陸	河名	(長公里)	流域 (千方公里)
南美	亞拉奧	6200	7050
	帕利	4700	3100
	馬布諾	2200	940
北美	密馬聖幼哥科	6500	3250
	四肯連	3700	1660
	四肯連	3800	1250
	比基士根亞多	3600	900
	比基士根亞多	2000	660
	比基士根亞多	2000	590
亞洲	鄂意勒黑揭雅貴利石信	5200	2950
	尼龍子藏布	5200	2590
	比塞拿江	4600	2380
	比塞拿江	4500	2050
	比塞拿江	5260	1780
	比塞拿江	3000	1730
	比塞拿江	4100	980
	比塞拿江	322	16
	比塞拿江	365	14
	比塞拿江	368	12
非洲	公尼尼賢	4200	3690
	日鼻	5600	2870
	果羅爾齊	4200	2090
歐洲	伏多森萊尼羅龍塞波太	2700	1330
	爾爾	3600	1400
	加爾伯因伯亞尼因河士	2900	820
	加爾伯因伯亞尼因河士	2100	510
	加爾伯因伯亞尼因河士	1300	220
	加爾伯因伯亞尼因河士	1150	145
	加爾伯因伯亞尼因河士	1020	121
	加爾伯因伯亞尼因河士	760	99
	加爾伯因伯亞尼因河士	700	78
	加爾伯因伯亞尼因河士	680	69
澳洲	馬達西令	1200	1080
		1700	

三、河川密度 地面河川有大小多數匯流於一處者，縱橫發達，狀如樹枝，而亦有僅少之處。今以一地城之面積(F)除流於此地城內諸河本支流合計之全長(L)，則由其所表示之每單位面積中河川之長，即名之為此地城之河川密度(River Density) 即

$$\text{河川密度} = \frac{L}{F} \quad \left(\begin{array}{l} L \text{ (本文流長總計)} \\ F \text{ (流域面積)} \end{array} \right)$$

觀於各方河川密度計算之結果，大抵如砂質土地透水較易之地域，河川密度較小，不透水性之地域則較大。又林地或草原之河川密度，亦較赤地為高，而高處比低地為小，傾斜地尤小。下表所示即為數處地方之河川密度。（單位公里）

川名	Wutach	Elz	Wiese	Dreisam	萊茵川
河川密度	1.10	1.59	1.61	1.69	0.59

第二節 河水之涵養

河水之本源為降落於其流域內之雨雪，故關於河流水流量問題之研究，除流域廣度之外，當以注意於其降水量為必要。

一、降水之三部分 天空之水，降於地面，可分為如下三部。

(1) 流出部分 (run off) 循地面傾斜直流，而入於河湖者。

(2) 滲濾部分 (seepage) 滲入地中，一時成為地下水，終又分為如次之二部分者。

(A) 滲濾水之大部分復在某處成爲湧泉流出於地面，終亦注於河湖。

(B) 滲濾水之極小部分則潛入於地中深處，另由其他流域或直接在海底湧出，不復露形於原來之河川。如是者特稱之爲深透水 (transpiration)。

(3) 蒸發部分 下降於地面之雨水，復行蒸發而散還於空中者。就中有由地面直接蒸發 (evaporation) 者，亦有一時爲植物之根所吸收，再由其莖葉發散 (transpiration) 而出者。

以上三種，第一種流出部分可以勿論，第二種滲濾部分，終亦成爲河水之涵養源，惟涵養之方法，則兩者大異其趣。即第一部分之流出水係由降落號直接流入河川，放多數河川均隨降雨之出水與雨後之減水而呈急速之變化。反之，第二種之滲漏水，須在隔離雨水降落處之下流地方，始有資於河水之涵養。更以滲漏水再度湧出於地上，與需長久之時日，放過大雨可以節制流水，逢旱天足以防禦潤燥，藉以緩和河水量之激變，而收比較的均齊調節之效用，實具有一種天然貯水設備之功能。若河川而無此種地下水之涵養，行見成爲長期之無水河。如最上流之溪澗或沙漠地方之河川，豪雨時雖見激流奔放，而雨後即忽然涸旱，成爲間歇性之河川，尤爲顯著之事實。

其次，第三之蒸發部分，在直接方面固無關河水之涵養者，然在間接方面則仍不失為對於河川水量上有顯著影響之重大要素。溫帶地方之河川多有每當雨量最大之夏季而水量反大見減少者，即不外受蒸發之影響。

然則降水之以上三部分究各成若何之比率乎？此却因種種原因，隨時隨地而有顯著之差異，欲知其詳，殊為困難。例如（1）地質方面，砂質砂岩浸透分最多，粘土岩層概屬不透性。即同樣地質，又復受（2）地相之影響。如農耕地之因人力使表土疏鬆，致增加其浸透性，又如草木繁茂之林地，草原，比之赤地流出較少，而浸透則較多。又（3）地勢傾斜急峻者，因流出迅速，故浸透與蒸發量均少；若低凹地方，則以流出困難，浸透與蒸發部分又見增加。再（4）氣象之影響亦甚大。夫蒸發之為氣溫濕氣氣流所左右，固盡人皆知，此外如降雨或急暴，或緩和，或為雨或為雪，由此而變化蒸發量浸透量流出量三者之比率者，當亦不難想像矣。

二、河川之流出量 在某一定期間中（如一月或一年），河川某橫斷面所流去之全水量，是謂此地點此時期河川之流出量（Run off）就中除降水直接流出部分之外，浸透部分一旦再流

出於地表，就在河之同斷面流出地上之水，亦包括在此流出量總合算之內。

凡以止於一地點河川流域之面積，除一定期間內河川之流出量所得之商，換言之，即分布於此流域全面水層之厚，是謂流出額 (height of run off)。流出額通常與降水額 (雨量) 同以公厘表示之。再一地點之流出額與其流域平均降水額之比，則謂之流出率 (ratio of run off) 其差謂之消失額 (height of loss)。消失額除極少量之深透水外，概全為蒸發量。

河川流域中，每月或全年之流出率若均有一定，則單由雨量測定，即可計算此河之流出量，其事誠便。故流出率之研究一時極盛。惟按之實際，則殊無一定，前月之雨水，每於一二月之後始逐漸流出於河川，此時之流出額概比當時之降雨量為多，故終難得精確之計算。就大體言，凡滲透性之地域，約為百分之一五，不透性之流域約及百分之九〇。

是故即在同一流域，其流出率亦無一定。換言之，即流出量並不與降水量成正比例。學者常本於種種見地用以測定流出額與降水額之關係，茲述其方法二三如次。

1. 賓克法 (Penck) 與刻勒 (Keller) 諸人嘗以為「一定限以下之降水量」其流水

量不變。惟超過此定限之降水量，則其流出量當與此成比例。」彼等由研究歐洲諸河川所得之結果。（以A公厘爲年流出額，N公厘爲年降水額）如次：

$$\text{賓克氏在波希米亞地方所測定 } A = 0.73(N - 420)$$

$$\text{刻勒氏在中歐地方平均所測定 } A = 0.942(N - 430)。$$

是則當以四二〇以至四三〇公厘爲形成流出量之年雨量最少限度矣。

此後又在各地作與此同樣之考察，所見亦頗有相類之處。惟單本此法，究非盡善。

$$A = aN + bN^2 + cN^3 \quad (\text{烏雷氏})$$

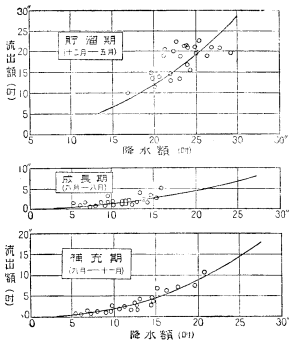
$$A = N \cdot 10^{-\frac{A}{N}} \quad (\text{休拉巴氏})$$

等公式者固大有人，亦有人作成如後之公式者，然其不完全則一。

2、刺夫脫法 若由圖表表明每月或全年降水量與流出量之關係，而通年比較之，當知隨月因年而無一定，爲欲求得兼全統一，刺夫脫(Rafter)氏曾試將一年分爲貯溜期（自十二月至翌年五月）成長期（自六月至八月）與補充期（自九月至十一月）三期，分別圖示各期之降水

類與流出額，而求其正則之關係，乃得比較圓滑之曲線（第二圖）將來即由雨量測定亦可用此等曲線測得其流出量。

美國降水量與水流額之關係 圖二第



(查調脫夫刺)

3、刻勒及邁爾法 惟由以上種種方法，將降水額與流水額作成直接之比較，亦殊難得滿意之結果。故寧認為消失額（降水額與流出額之差）全由蒸發關係所形成，而另由別途測定蒸發量之多寡，當較為得計。最初實行此方法者，為刻勒氏（Keller）氏鑒於氣溫為蒸發最大原因，乃將中歐諸河之消失額與氣溫作對照之考測，乃得如次之實驗方式。

$$\text{消 失 額 } V = 100 + 50T - \frac{1}{3}T^2$$

式中之V為用公里所代表之年消失額，T為用攝氏所測定流域之年平均氣溫。

惟蒸發之理固不能單歸之於氣溫，故邁爾氏（Meyer）對於蒸發量又更作詳密之推算。即先於平素就流域內水面所發生之蒸發量，認為以氣候為主因，而研究其間之關係，其次，乃將陸上所發生之直接蒸發，其本於氣溫、濕度、風速、地勢及地相諸原因者，對於所關之流域亦作充分之研究，而求其間之關係。更就植物吸收發散之間接的關係，預於所考察之流域內之森林或地下水求其關係，藉以作計算上進一步之研究。此種準備研究完畢之後，乃得本於當時各種事態算定任意期間內之消失額。

總之，無論爲刻勒氏法，或邁爾氏法，消失額若知，則流出額即可由公式

$$\text{流出額 } A = \text{降水額 } N - \text{消失額 } V$$

直接算而得。

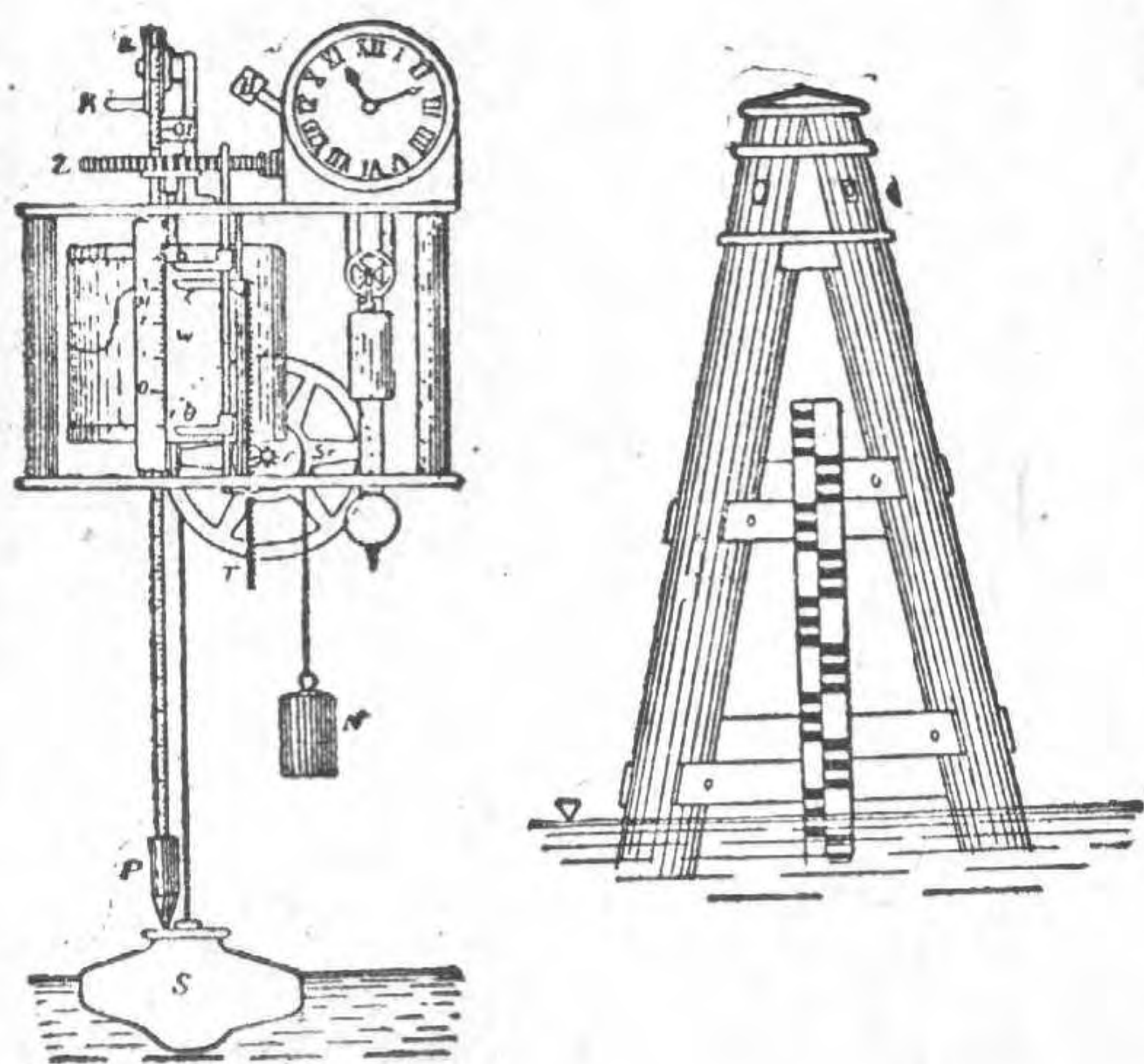
第三節 河水位

一、水位及其變化 河川某地點之水位 (water level) 者，意即其水面之位置或離基準面之高度也。用以實測水位者，爲量水標 (staff-gauge)，即就河中適當地點，設立刻度板，隨時由其刻度記錄水面之位置。或在與河水通之井戶內，設置浮標，由其連續記錄水面之昇降於紙上，是爲自記標水器 (self-recording gauge) (第三圖) 凡由此所測得之水位與時間之關係曲線謂之水位曲線 (amplitude curve)。

河川之水位隨日而有變動，其直接的最大原因，當爲降雨。然每有雨量相等，而水位變化之大，小則隨河川而呈顯著之差別者。大致河水之涵養以雨水直接流出爲主者。其河川水位之變動，甚

為顯著；反之，受地下水或湖水所涵養之河川，則變化緩而少。再則同一河川通例上流變化著，而多數支流所合併之下流變化少。

器水量記自與標水量 圖三第



水位除暴雨時呈不規則之急

變外，尚有比較正則之週期的變化。

此不獨由於雨量本身具有季節的

週期性，即日照、氣溫、及植物等對於

蒸發之影響亦有週期的變化之故。

1、日變化 普通河川若無暴

雨，一日中之水位，概無多大變化。惟

彼受山雪或冰河所涵養之寒地溪

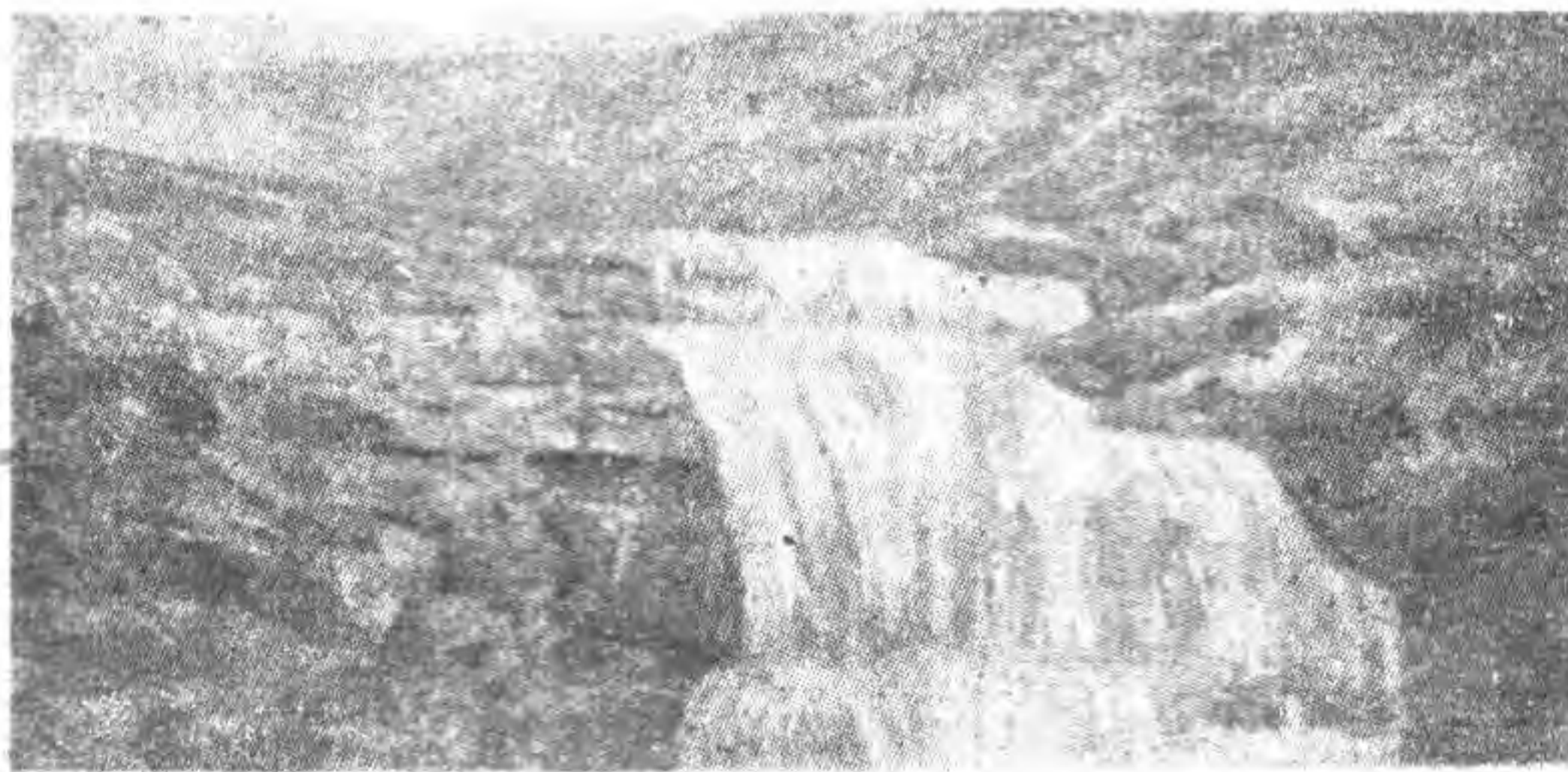
流，晝夜之水位則往往呈顯著之變

化。（第四圖）即日中冰雪融化，水

位因之上升。入夜融解水之供給斷絕，水位亦即下降。又河川常有為便於船舶朝夕之集散，每日定時啓閉水車閘門或活動堤堰等，致水位見顯著之變化者。

川小之著顯化變日位水 圖四第

(麓山脫巴爾阿大那加)



2、年變化 雨量與蒸發及灌溉引水等既隨季節而異，故水位亦因之而大見昇降。如我國與日本水位多以梅雨期為最高，而冬季或盛夏時為最低。又如雪地無論何處概以春季雪化時為最高。

3、永年變化 據布

留克那氏所研究，以雨量約三十六年為一週期，故認水位變化亦具同樣之週期。

抑永年之間，或以水源之森林狀態與流域農耕事情之變化，或以河道之改修，河川之水位亦有因此而招來甚大之變動者。

二、水位之種類 水力工學界關於各種水位之解釋如次。

(1) 平均水位與最高最低水位 卽一日或一月或一年之最高或最低或平均之水位。

(2) 渴水位 此爲一年三百五十五日間無所低減，低減之日不超過十日之水位。

(3) 低水位亦稱九個月水位 此爲通年二百七十五日無低減之水位。

(4) 平水位亦稱六個月水位 此爲一年中高低日數相等之水位。年平均水位未必一致，

大抵有僅少之減低。

(5) 最多水位 此乃一年中臨水位上之日數最多之謂，而要以比平水位更有幾多之低

減爲普通。

(6) 平均渴水位，平均低水位，平均平水位 此係就每年之渴水位，低水位，平水位互續數

年之平均水位。

(7) 高水位 即每年發生一二次有定準之出水時之水位。

(8) 洪水位 即數年發生一次有定準洪水時之水位。如尼羅河洪水位之高約在渴水位上八公尺內外，密西西比河則有高達十八公尺之處。

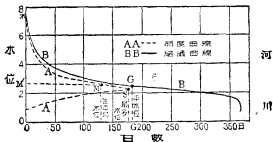
三、水位與日數之對照 就一年間所觀測之水位中，取其自最高水位至最低水位之差（例如二十公分），更計算其間之日數，而以縱橫軸圖示其水位與日數之關係，則可得如第五圖 A A 公算曲線相似之結果，此公算曲線即謂之水位常度曲線 (frequency curve)。

又就某水位自最高水位至原水位累計其間所有之日數而比較之，則可得如第五圖之 B B 曲線，是名曰水位之繼續曲線 (duration curve)。因水位特高與特低之日均甚少，是以知多數時日之水位概無大差。

在常度曲線上，以頂點 S 之水位為最多水位；同曲線與縱線間所含之面積以橫軸二等分之，此橫線之高即 M 點之水位為年平均水位。又在繼續曲線上，恰當橫軸中點（半年）之水位 σ ，此即所謂平水位是。此三水位概有些少之差茲以第五圖為例，列表如下：

觀測上流之水位即可預知下流之水位。此種方法如利用之為最合理的洪水豫報。

(河伯爾尼)數日與位水 圖五第



平均水位	平水位	最多水位
2.60公尺	2.50公尺	2.35公尺

四、呼應水位與水位之豫報 水位之變動已如上述，然其中亦不無在某期間內繼續維持同一之水位者。水位之呈如此情形者，謂之水位之固定狀態。如增水期河水上昇已見停止（如洪水波之頂，）或平日地下水之滲養與河水之流出量平衡時，均為水位之固定狀態。

在固定狀態中，河川上下流各地點之水位，互稱為呼應水位 (corresponding w.l.)。平素就河川之上下流同時實行觀測，以實驗式或曲線形確定呼應水位之關係，則以後單

第四節 水面之形狀

一、縱斷形狀——落差與水面傾斜，河水循河道之傾斜而流動，故水面之高低大體與河道之高低相一致，然並非完全同一。河底雖常呈種種複雜凸凹之起伏，水面則固非一一與之相應，反而形成較大之滑面，此種情形尤以較深之河川爲甚。

河川上下二地點間水面之高差，謂之落差 (fall of level)，落差與其間河川長度之比例，謂之水面傾斜，或稱水面勾配 (slope) (譯者按「勾配」爲日本之特有譯名，意即「傾斜」爲通曉起見，以下概以「傾斜」稱之) 水面傾斜普通取千分之一爲單位，而以類如「對於長一公里落差若干公尺之比例」之語辭表示之。

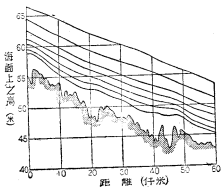
水面傾斜隨河川而不同，大體河川愈大而愈緩。又同一河川，上流山間部分傾斜急，愈趨下流而愈緩，此固不言可知。決表所舉實例即表示此傾斜之程度。

亞馬森	下游平均	0.002	信濃川下游	76公里平均	0.210
伏羅加	全平均	0.032	富士川下游	70 ” ”	8.00
科羅拉多	全平均	1.42	萊德川下游	86 ” ”	0.028

二、水面傾斜與水位 一定地點上之水位若相同，則其水面傾斜亦有一定。

然水位若變，水面傾斜亦著變。若水位極低，河川極淺，則河底之凹凸，當如實見於水面，傾斜亦即隨處呈顯著之差異。反之，若水量增大，河水增深，則河底之凹凸為所掩蔽，而水面亦形成為長距離間均一傾斜之趨向（第六圖）。

第六圖 水面傾斜與水位（因河）

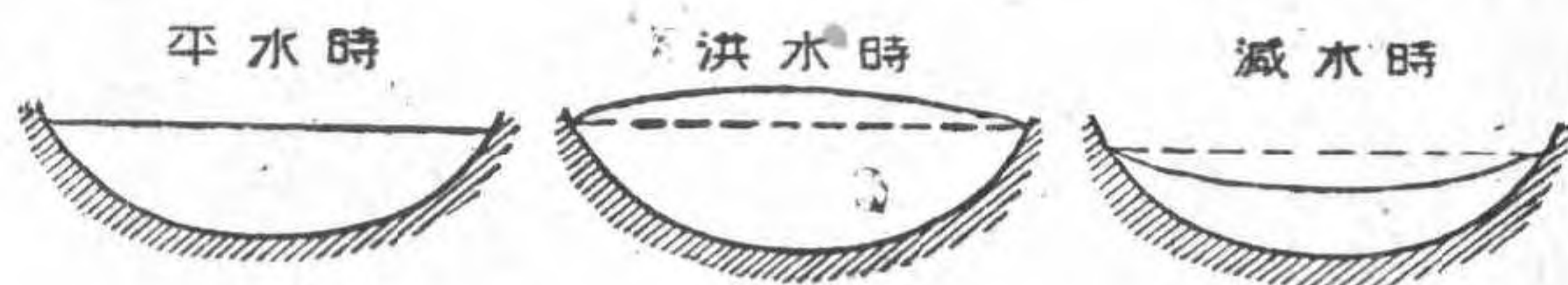


三、水面傾斜之階段性，如上所述，凡水量多而長大之河川，其水面傾斜在某區域間概成均

一、至其相次之區域，又形成與此相異之另一均一之傾斜。由此而知水面傾斜實顯有因階段的差異而分爲數區域之傾向，例如羅尼河自里昂以下至士章附近之均一傾斜約爲 $1/3240$ ，士章以下則爲 $1/4100$ 。於此蓋與沉於河底之砂礫之大小相關，當於後章說明之。（第二章第三節第三項）

四、水面之橫斷形狀 關於水面之橫斷形狀，自來異說紛如，或依據伯爾諾法則，謂中央部之流速較兩岸大，故表面凸出。或爲不然，河水不僅沿河脈而成縱流，猶有幾許橫流與直流部分。即表面由兩岸流向中央而下降，及達河底，復相反由中央流向兩岸而上昇，故兩岸之水面高而中央低。然由實際觀察之結果，如美國耐亞夏拉瀑布之急流，即以中央特高著稱；而普通河流，當河道直線部分，平時殆近水平。水平之差，固不成若何問題，惟任何河流在洪水增水期中，中央實較兩岸爲高，即吾人肉眼亦可察得，而減水期則又以中央爲較低。（第八圖）此其原因據魯普雷希脫氏之研究，以爲洪水波傳向下流之速度，當隨水深之增大而愈速，故直行河川，中央深處概較兩岸淺處爲略速。其結果，增水期中中央部較高，而減水期較低。增水期水沫塵埃等浮遊物每流近河岸，減水期則集於中流，卽由是理。

面斷橫面水之道河線直 圖七第



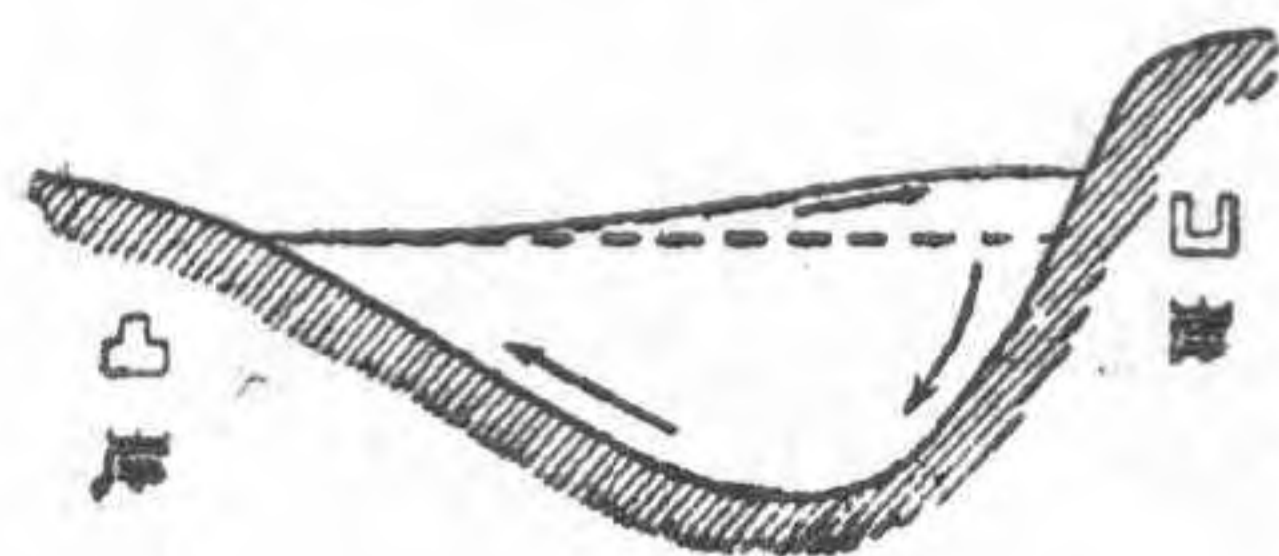
猶可認為一種非例外之事實者，乃河脈曲折處之灣曲部分之水面，在凹岸（由河中所見之凹岸）方面常較凸岸方面為高；此則本於水流灣曲所引起之遠心力作用之故。（第八圖）

第五節 流速

一、流速之分布 實測河川之流速，可置浮標於水中，記其一定距離間流下之時間，或應用類似風力計之器械名流速計（current-metre）者以測定之。如第九圖即為流速計之一種，第一〇圖則為應用此流速計測定流速之情形。

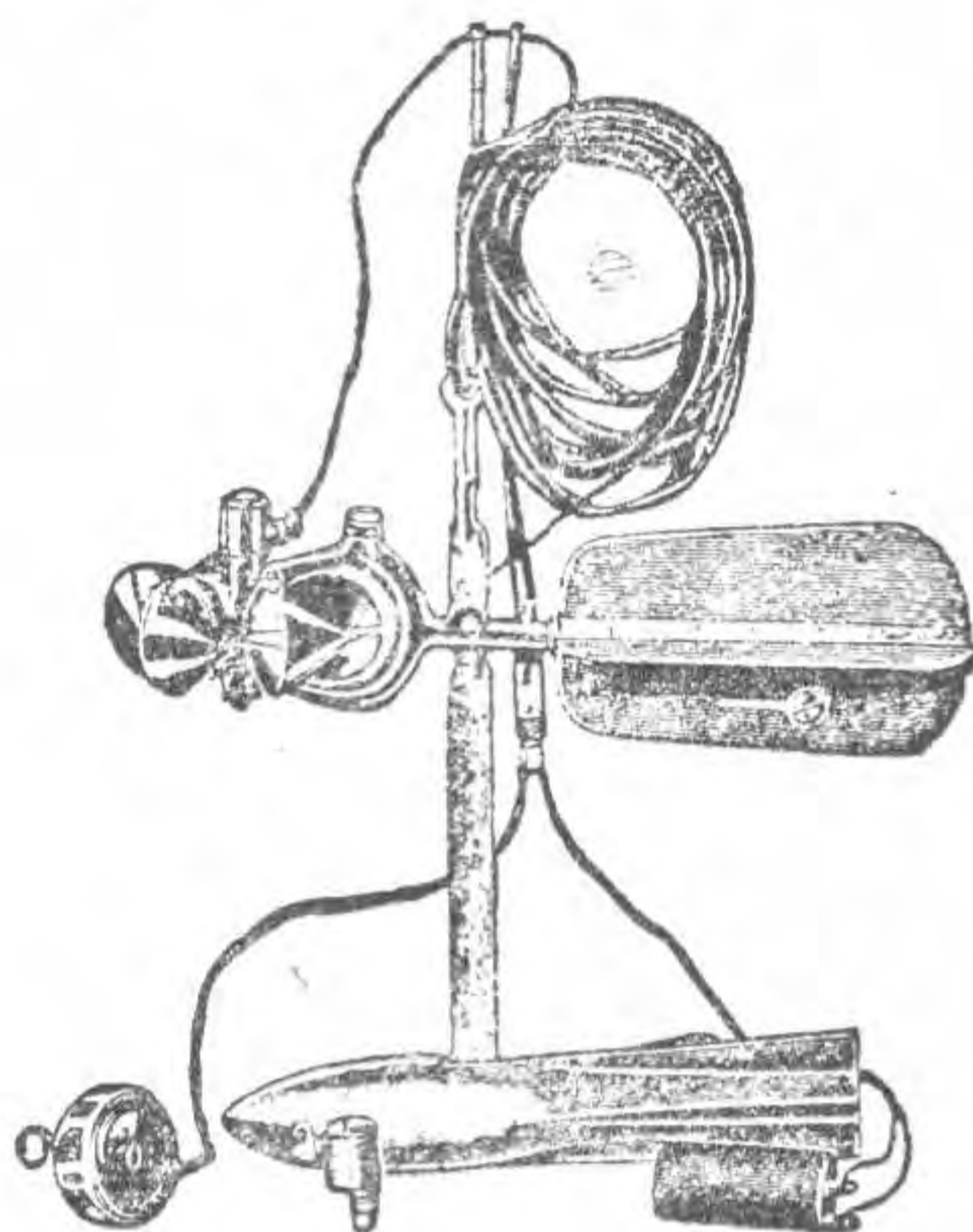
又在極小之河川，可用食鹽水之類代替浮標，使之

流於河中，而以電流計測定其最大濃度中心之移動。

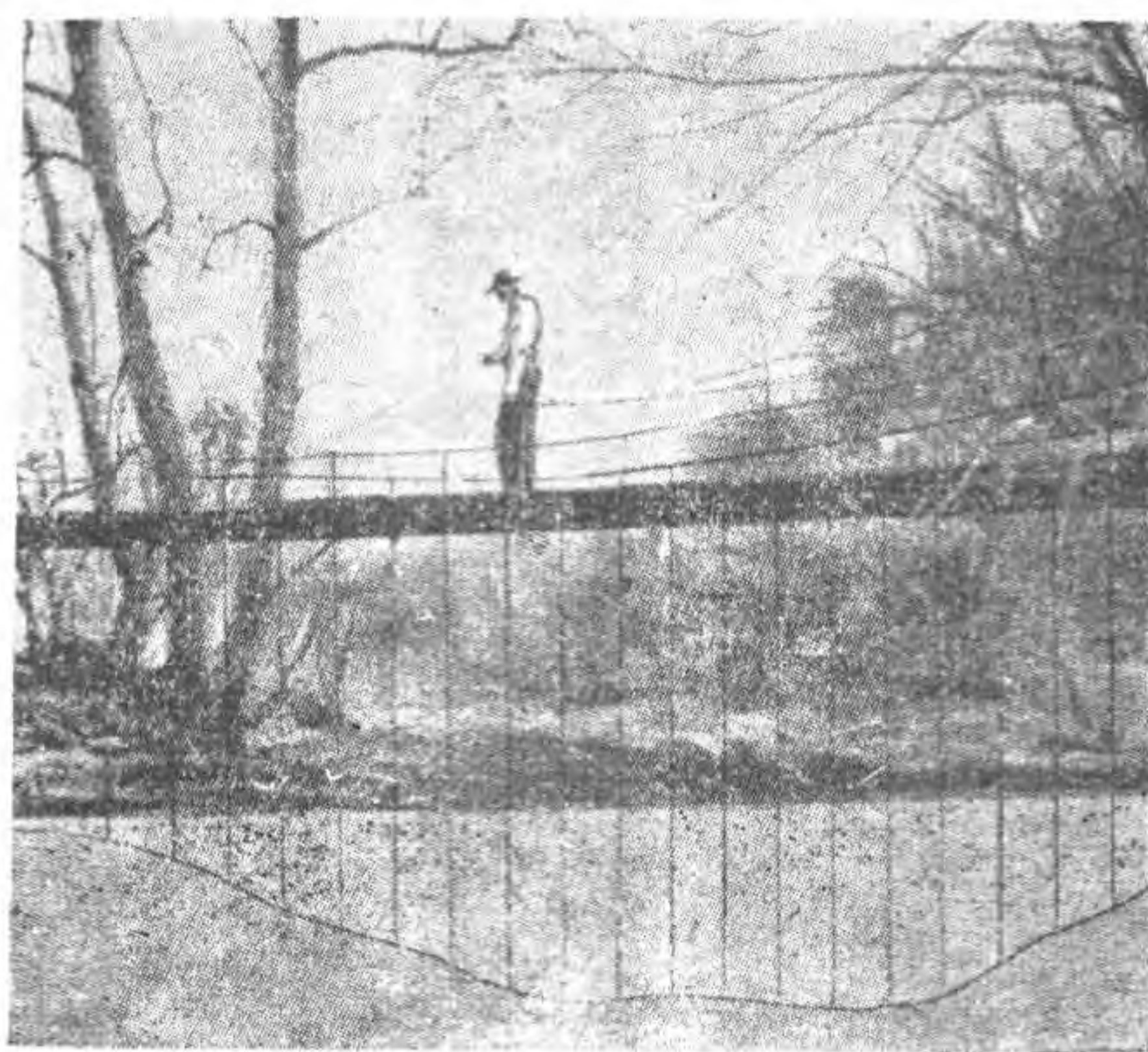


面水之部曲灣 圖八第

計速流式士萊普 圖九第



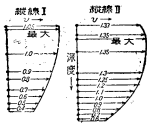
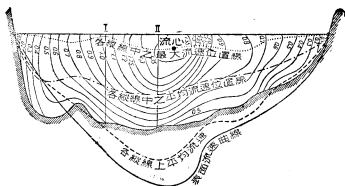
速流定測上橋由 圖〇一第



同一河川，其流速則又隨地而不同，大致上流速而下流緩，表層速而底層緩，中央速而兩岸緩。凡河道直行之處，其最大流速概在河道之中線上，反之，彎曲之河道，則在接近凹岸之處，是謂之河之流身。如第一一圖即為實測某河一橫斷面上流速之分布圖，同圖下之曲線則表示其中二垂直線上流速與河深之關係。由是可知河之最大流速，不在河之表面，而在表面稍下之處。此蓋表面受

(尺英一秒每：位單)圖布分速流 圖——第

第一篇 河狀論



空氣摩擦之影響也。下

圖所表示之流速分布

垂直曲線，或以拋物線

視之（如亨佛雷斯，

亦有視為對數曲線者

（雅斯姆德）。

總之，若了解此種

流速分布圖，則無論各

垂直線上之平均流速，

或縱斷面全體之平均

流速均可由此測得。

〔注意〕若以垂

直分布曲線爲拋物線，則其平均流速，在數理上，當與表面下水深十分之二·一及七·九兩處流速之和之二分之一相等，或則與十分之六處之流速約略相近。故欲知短時間內橫斷面上之平均流速，常單就各垂直線上水面下十分之二與十分之八兩處測定，或僅測十分之六一處，尤爲簡單。又若爲便利起見，單測定其表面流速，而以各垂直線上之平均速度視爲與其表面速度之 $0.85 - 0.91$ 倍，相當，則橫斷面全體總平均速度 (V_B) 卽視爲相當於其最大表面流速 (V_0) 之 0.7 倍，要無大差。

凡常態河川之平均流速，通例每秒鐘爲 0.5 公尺以至 1.5 公尺，流速大者，亦不出三公尺內外。但在急流處，則速度突增，甚至有每秒鐘達十公尺者。

二、急流緩流之區別 急流與緩流通常概無一定之區別，惟在學術上則有如次明確之分解。如以 h 爲水深， g 爲重力加速度，則水深 h 處波流之速度，其最大限度當爲 \sqrt{gh} 。若河川之平均流速比 \sqrt{gh} 爲大者，則波流決不至上溯，卽使於下流地方，與以種種擾動，其影響亦不及於上流。此種河川卽謂之急流 (Bach)。反之，若平均流速小於 \sqrt{gh} 者，則謂之緩流 (Fluss)，如於

下流之處與以擾動，則足以影響於上流。

據以定義則急流與緩流之別，在河工學上乃具有重要之意義，故若遇急流之處，即於其下流設堰，上流之水流並不受何等之影響，以至海潮亦無上溯之可能。

三、流速與水面傾斜及水深 凡水流必有傾斜，故河川之流速概隨水面傾斜之大而愈增。又傾斜相同，其流速復因水深而增大。此乃因河底及河岸之摩擦抵抗，河川愈深而與水量之比例亦愈少之故。休齊(Chazy)氏對於河川流速之研究成立如次之實驗式： $V_m = C \sqrt{RI}$

即以(V_m)為水路斷面之平均流速。I為水面傾斜。又R為徑深 (hydraulic radius) 即以其潤周(斷面上接於水路壁部分之長)除水路橫斷面積之商。河之徑深即以其平均深度視之當無大差。又C為關於水路床面之常數，由休齊氏所認定，氏後來又作較精密之研究，而知其與河深或水面傾斜均有多少之關係。

總之，本於休齊氏之公式，河流之流速不僅有關於水面之傾斜，且於水深亦有關係。同是河流，其流速與水位均隨時而異，洪水時遠比平素為速，平素之緩流至是多化為急流，一小時達四十公

里者不足爲異。

以曲線表示一河之平均流速與水位（亦即徑深 R ）之關係者，謂之平均流速曲線。此在河川研究上極爲重要。再則關於河流石礫轉流諸問題，在底流方面尤較平均流速爲必要。今以 V_b 爲河底流速，示其與平均流速間之關係如次。

由達蒙氏
$$V_b = V_m - 11\sqrt{RI}$$

由杜賓脫氏
$$V_b = V_m / (1 + 0.0073R)$$

第六節 流量

一、流量與其測定 河川某地點之流量 (discharge) 或水量者，乃就每時間單位流過此地點橫斷面水之體積之謂。普通以每秒鐘立方公尺或每秒鐘立方尺爲單位，特後者在我國則多稱之爲「個」。

實測流量之方法，有以下種種。

(1) 堰測法 極小之河川，可設堰直接實測其水量，惟普通河川，則難以實行。

(2) 流速法 在河流橫斷面上，多次測定其流速，求其平均流速，以與橫斷面積相乘即得。

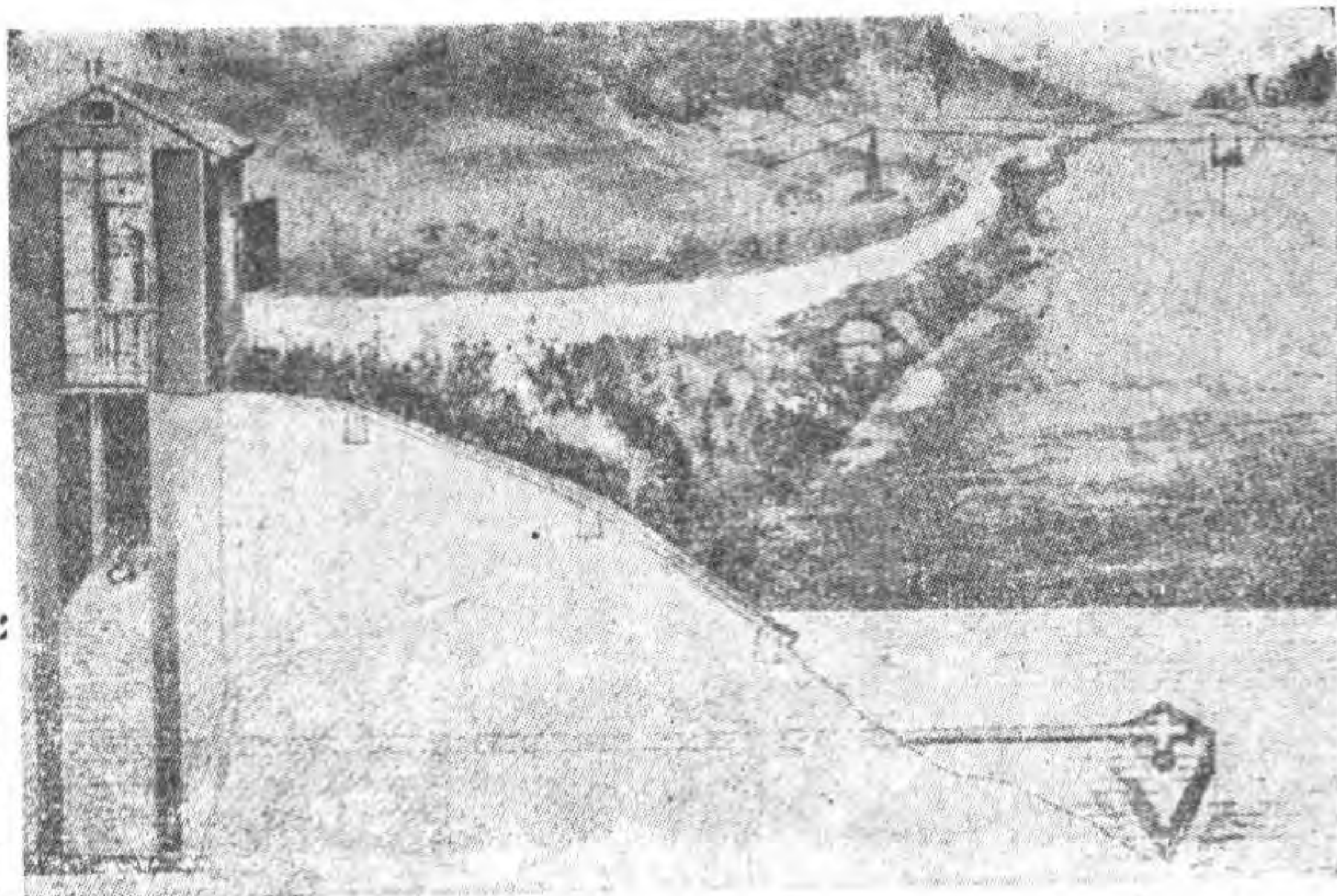
(3) 水位法 由觀察附近至少二處之水位，求得水面傾斜 I 與徑深 R ，再依據休齊氏公式測定其平均流速，與橫斷面積相乘即得。

(4) 投藥法 在極小之河川中，接連注入一定量已知濃度之食鹽水或其他適當藥品之溶液，待藥品已完全混和遍及於河流全體，乃由河邊汲取河水，測得其中藥品之濃度，即可算出河川之流量。藥品之定量，除化學分析之外，可以電氣傳導度測得之。

二、各種流量及河況系數 河川之流量與水位同樣，亦因降雨或隨季節而有變化。有日變化，年變化，且有永年變化，故以各種水位為準則，在流量方面，亦應用渦水量、低水量、平均水量、高水量、洪水量以至平水量最多水量等名稱。且以上各種水量，每與同名之各種水位相應，一日之水量其值極近者，其相應之水位亦必極近，然未必即完全為同一值。

若圖示一年中流量與日數之關係，當可得與第五圖相類似之曲線，此即流量之常度曲線及

第一二圖 水所



繼續曲線。

次之，一年中最大流量與最小流量之比，是謂之此河之河況係數 (coeff of river regime)。凡愈近於1之河況，即屬良好之河川，反之，河況愈大，則河勢狂暴，當為惡劣之河川。

三、水年 關於河水之流量及其他問題之考測研究上與其應用普通之曆年，無寧應用一年中地上與地下水之貯藏最少時期為一年之始所謂水年 (Water Year) 者為較便利。如日本以十二月一日為水年之始，十一月末日為終，德意志以十一月一日為始，十月末日為終至美國各處，則採用以八月九月或十月為始之水年。

四、流量與流域——比流量 一般流域廣大之河川，流量亦大，因之即同一河川，其流量亦隨

水源至河口之下落而增加。如當支流會合之處，不論流域與流量均見突增，固可勿論，但驟急如洪水之出水，則以上流之突見急激，其最大流量往往至下流反形減小，而其連續之時間則較長。此因上流所流出之大水，滯溜途中，徐徐流下，致延長出水時間之故。

河川流量與其流域面積之比，謂之比流量 (specific run-off) 茲舉日本郵電部考察日本各地之湧水量及平水量所測定之比流量列表如次。

日本各地方平均一方日里之比流量

地方	北海道	東北	奥羽	關東	北陸	中山	東海	山陰	內海	南海	北九州	南九州	全 國
三年平均之 湧水量(吋)	6.7	8.3	9.9	10.4	14.3	11.1	10.7	6.9	6.9	8.5	9.0	9.9	9.6
年平均水量 (吋)	15.1	17.1	23.6	22.7	37.0	25.8	27.2	18.2	17.6	24.2	19.7	24.7	23.0

五、流量與水位 各河之流量，普通概隨水位之昇降而增減，兩者之間，有其一定之關係。蓋本於休齊氏之公式，凡同一地點無論河之深徑R或水面傾斜I，均依水位之變化而有一定之變化，

則流量與水位之間之有一定之關係，實為當然之理。故若於平時先測定此兩者之關係，則以後單由觀察水位，即得隨時測算其流量。

此表示流量 Q 與水位 h 之關係之曲線，謂之流量曲線 (discharge curve)。流量曲線普通概呈拋物線形狀，故在實用上要以公式

$$Q = a + bh + ch^2。$$

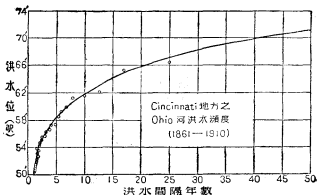
為適合。此 a b c 所代表河流各個斷面上之特有常數，應先於平時測定之。例如測算來因河之流量，其方式為

$$\text{來因河 (雷斯地方)} \quad Q = 761.9 + 291.11 + 114.927h^2$$

第七節 洪水

一、洪水之次數 凡堤防建設不完自然狀態之河川，一年或數年必發生一度或數度洪水，橫溢於河岸，氾濫沿岸地域，致造成甚大之災害。如我國之黃河，埃及之尼羅河，洪水尤為著稱。美國之

(河俄亥俄)數年隔間水洪與位水洪 圖三一第



密西西比河平均每六年亦有一次之水災。而任何河川要以小洪水次數爲多，在短期間內反覆發生，至大洪水則極少，須經長時間始見一次，如第一三圖即爲美國俄亥俄河之洪水位與間隔年數兩者相應之對照，以見其間正則之關係。

二、洪水之種類 洪水依其原因，大體可分爲二類。

(1) 由豪雨所發生之洪水 凡低氣壓下之豪雨，常引起洪水之現象。此種洪水概發生在夏季，故謂之夏季洪水 (summer flood)。其水位之上昇程度因視降雨之強度，連續之時間，降雨區域之廣狹及地質之透水性如何而定，此外

各支流流域內降雨之分布及時期亦與有關係。例如各支流之出水，若同時達於合流點時，下流之洪水當尤為浩大。

(2) 由冰雪融解所發生之洪水 山雪或冰河至早春融解，亦可形成洪水，尤以此時春雨連綿，不僅更足以促進冰雪之融解，且因地盤凍結未化全不透水之故，致雨水之流出部分形成大出水之現象，是謂之春季洪水 (spring flood)

凡冬季冰結之河川尤易引起早春之洪水。蓋河面冰結之處，因山雪等之融解，水量增加，自下而上衝破冰面，碎成塊狀，一時挾之流向 downstream，此等冰塊途中復互相引帶，互相累積，卒之愈積愈高而愈長，至形成堤堰之狀態，河流之水路遂完全為所杜絕。因此上流地方河水貯留；而大洪水亦由是釀成。

三、洪水波 洪水時，就河流上下諸地點之水位曲線，記取同時刻之水位，圖示其去平水位上昇之狀態，則當知水面依沿河川而成波形，是謂之洪水波 (flood wave)。此以由豪雨所發生之洪水，波形為尤顯著。波長概比波高為尤長，且多有延及河流全長而僅見一個波頂者，其具二個或

三個波頂者甚少。惟當支流之出水時期則有多少之變化。

洪水波之形狀隨河而異，即同一河流上流與下流亦有差別，以至每次洪水亦有多少之不同。此由於受河岸或河底之狀態，支流或分流之情勢，以及大閘門之啓閉，堤防之破壞等原因之影響之故。惟洪水波前面之上昇急，後面之下降緩，則為一定之事實。此種事實亦見於一地點之水位曲

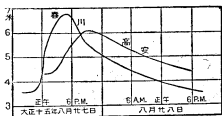
線本身，即增水急速，減水則特緩是也（第一四圖）。

尚有在同一地點，當水位上昇之前，先見最大流速，其次為最大流量，終乃成爲最大水位。

四、洪水波之傳播 由各地點之水位曲線，各求得其最高水位，再以其時間差除其距離，所得之商即為洪水波波頂之傳播速度。由此所求得之傳播速度，概隨河川又且因同一河川之各部分而有顯著之差異，惟其程度每小時概在數公里之內。

洪水傳播速度（ u ）與河水平均速度（ v ）之比，對於理論

第一四圖 洪水時水位曲線（朝鮮漢江）



上或實際上，向爲歷來所研究之問題，但均未足以言確切。普通謂

矩形斷面之河川爲 $u = \frac{3}{2}v$

拋物線形斷面爲 $u = \frac{3}{4}v$

而如河幅之增廣及引水溝分流諸種之事態，亦與有甚大之影響，是其情狀固猶有不然者。

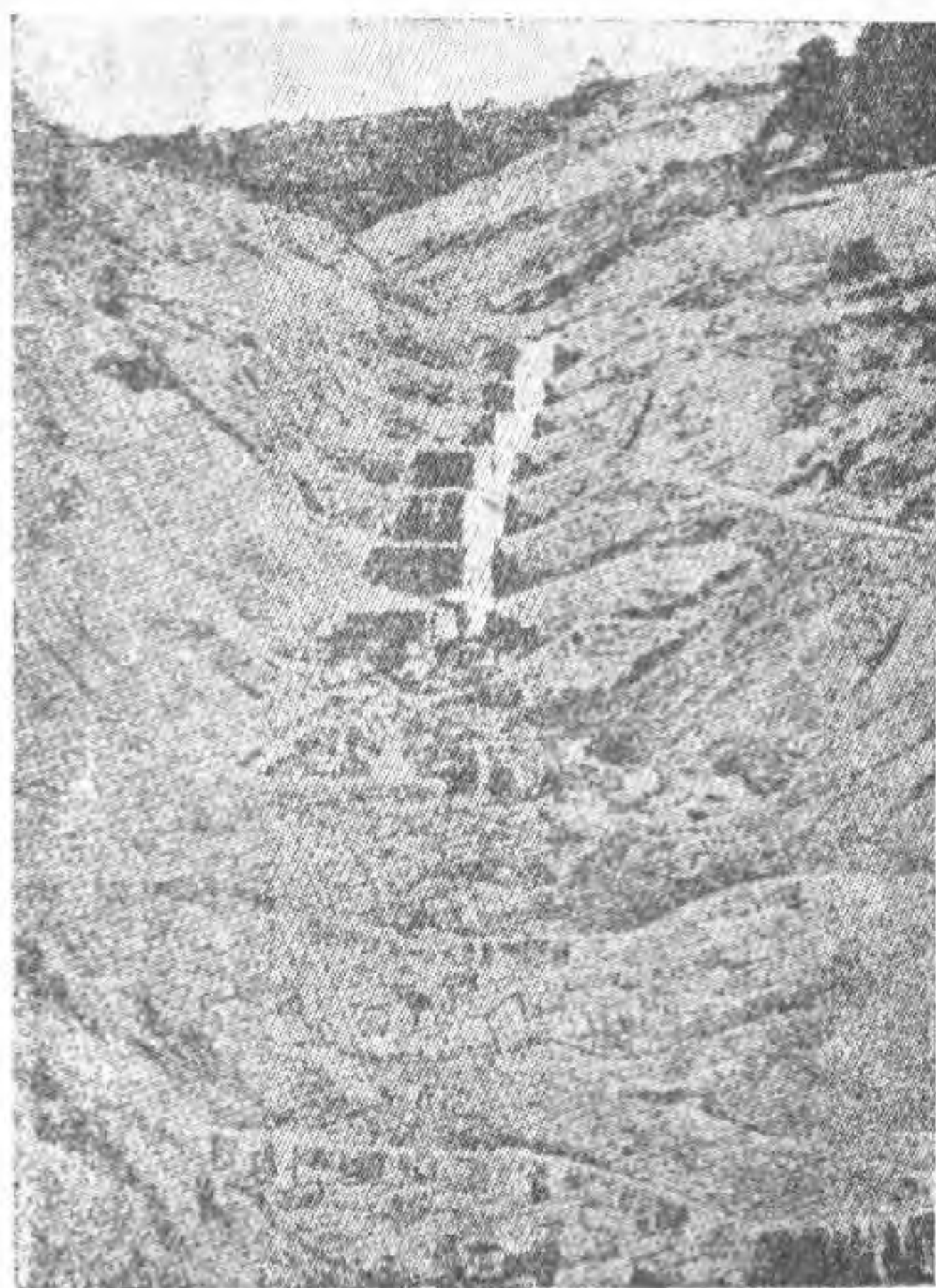
五、洪水防禦與豫報 洪水防禦，由來已久，重要者如次。

(1) 建築堤防 堤防普通概直接沿河而設，亦往往有成環狀圍繞城鎮以資防禦者。以上二種，尤以我國黃河下流沿岸爲常見。

(2) 修治河川 建築堤防之外，如修治河道，排除障礙，以利疏通，或別設洪水用之排水路等方法亦均可以減少洪水之災難。我國黃河下流之治水工程，終朝不絕，最近導淮入海計劃之實施，尤爲較著。

(3) 湖沼與森林 湖沼與森林之足以降低洪水之水位及減少洪水之次數，盡人皆知。故

堰設段分 圖五一第



防禦洪水之根本政策，要在於廣植林木，或設
施必要之防砂工程，或分段設堰（第一五圖）
與貯水池，或就天然湖沼建築水門，凡此均屬
調節排水之計劃。

（4）洪水豫報 若於平時詳密考察上
流與下流之呼應水位，則以後由電話或電報
通報上流之高水位，下流地方即可豫卜洪水之襲來，俾得準備方策，減輕災害之程度。此在小河，
於平時常常考查上流地方之雨量與下流之水位關係，以定洪水豫報之策，尤為適當。

第二章 河水之作用

第一節 運搬作用

河川不僅流水而已，且運行土砂礫石及其他種種之物質，是為河川之運搬作用 (transportation)

一、運搬之形式 河水運搬異物質之形式有三種。

(1) 化學的運搬——溶流 此種運搬形式為肉眼所不見，實則河水中均溶有幾許之礦物質。凡岩石或土壤中之可溶性物質化學的溶解於河水中隨之而運搬者，謂之溶流，所溶解之物質即謂之溶解物質，或稱鹽分。

(2) 器械的運搬 目所能見之土砂礫石等受流水之挾流作用而移動者，謂之器械的運搬，又可分為轉流與浮流兩種。

(A) 轉流 比較重大之砂礫岩塊轉河底而移動者為轉流，其物質基爾巴脫氏名之曰轉流物質 (triflational load)。

(B) 浮流 比水輕者如木材輕石之類，比水重者如碎砂細土之屬，漂流於水中者為浮流，浮流之物質，以其濁水之故，故稱懸濁物質 (suspensions)。

茲就以上三種運搬，本以往研究之結果，順次敘述之。

二、溶解物質 溶解物質或由雨水自空中溶解而來，或當雨水流經地面時溶解而得，或原於河水流下河道時由岸壁河底溶解而生，凡此固皆為溶解物質之來源，然其量則甚微，實則河水之溶解物，大部分概受地下水之供給。即當雨水滲透部分潛行地下時，先溶解彼易於溶解之碳酸或有機酸，增加其溶解能力，隨之岩石土壤中之無機物質一部分亦被溶解以去，而流出於河中。

溶解物之分量因河而異，先就其濃度言，可以以下諸河為例，表示其程度。

河名	太	赫	士	來	回	多	騰	亞	馬	遜	尼	羅	歐洲平均
溶解物質 (水一公升)公分	0.289			0.189		0.300		0.079			0.231		0.2033

按諸通則，凡河川流經石灰岩或含有多量石灰成分之岩質地方者，其溶解成分較多。又同一河川，洪水時要比增水時為多。此因洪水時河水殆全受地下水之涵養，亦且因蒸發較他時為盛故。雖然，河水之鹽分概甚稀薄，即世界河川總平均，每一公升水，所推定之溶解質祇不過〇·一七公分。顧以河川流動，不分晝夜，一年中以莫大之水量流注於海，故溶解物質之年量亦至大。就歐美諸河下流之溶解質年量論，依羅特 (Roth) 之推定如次。

河名	密西西比	多羅尼	羅羅尼	烏拉圭	萊因	大士	哈得遜
溶解質年量 (百萬噸)	112.8	22.5	17.0	8.5	7.5	5.8	0.61
							0.44

溶解物質之種類，隨流域之地質而異，且河川愈小，地方的特色亦愈顯，大河則概相類似。就一般論，要以碳酸石灰成分為最多，硫酸石灰與食鹽次之，鎂、矽酸等又次之。據羅特氏之測算，歐洲三十六河川平均所得：鹽分量 0.2033%。中碳酸石灰約占百分之四七。關於美國諸河，則有克拉克及巴哈馬諸氏之調查，茲不俱論。

三、轉流物質 試一注視流速略強河川之底，當見其中砂礫隨流水滾滾流動，少數大塊之岩

石亦轉輾推移以去。此主由於當前之石礫受後方水流之流壓所致，而在急傾斜之河底，受重力之推動亦不在少。且因水中具有浮力，足以減輕物體之重量，故水中之物體概比陸上易於移動，如石之平均比重為二·六，在水中則為一，即因受浮力所減輕之故。

今試就某一定流速所能移動岩塊之大小考察之。按岩塊移轉之難易，當與其比重及形狀有關。如圓滑之石塊當較有稜角者易於移動，而比重輕者亦應比重者為較易。惟雖為同質同形之石，而河川所能移動石礫之大小（體積）則概與流速成六乘之比例。此為水中之物體所受流水之壓力——在水力學上當速度二乘之比例——與物體之橫斷面相比例當然之結果。

（證明）今以為 V 流速， S 為橫斷面積， P 為水之密度，即得：

$$\text{流壓} = FP \cdot V^2 S$$

F 為關於石之形狀與面部粗滑之定數。

再就阻止石塊移動之河底摩擦抵抗而論，若以 V 為岩石之體積， P 為比重， μ 為摩擦係數， F 為重力加速度，則知

$$\text{河底之摩擦力} = \text{ug}(p - P_0)V$$

若流壓勝過此摩擦力，即使河床無傾斜，石塊亦可移動，如此，其所能移動石塊之大，當為

$$f \cdot P_0 V^2 S = \text{ug}(p - P_0) V \text{ 即 } V^2 = \frac{\text{ug}(p - P_0)}{f P_0} \times \frac{V}{S}$$

然 V/S 顯係對於石塊直徑之比例量，故由此結果可得法則如次：

「流水所能移動之石塊之直徑，為流速之二乘比，因之，其體積亦即為流速之六乘比。」

以上法則在實驗上大體可以肯定。如次表所示為桑容 (Sainyan) 氏實測之結果，細察之當知其梗概。尚依據諸家之研究，較諸表中所列更小粒之細粒，以每分鐘約二十公厘之流速概可移動，至如粘土或細泥，每分鐘八公厘以至十五公厘之流速即可。

石塊之直徑(公厘)	0.25 細砂	1.0 (雜)	4.0 (小礫)	10.0 (石)	17.0	38.0
底流速(公厘/秒)	25	50	100	150	200	300

然若砂粒之大小，在此限度以下，其所能移動之數量是否有一定之限度，却不可以不論。蓋凡流水所能移動之轉流物質，即在數量方面，亦各有其一定之限度。即所謂「運搬力」者殆亦指此種數量而言。關於此項問題，法爾格、恩格爾及基爾巴脫諸氏曾用人造之管溝，中散泥沙，通以流水，作實驗研究，結果發現如次之轉流法則。

(1) 轉流砂量在同樣情態下，其比例為流速之三·二乘以至四乘。

(2) 水路之傾斜若增，則轉流砂量之比例亦常激增。

(3) 若傾斜一定而水量增加，則轉流砂量亦略成比例的增加。

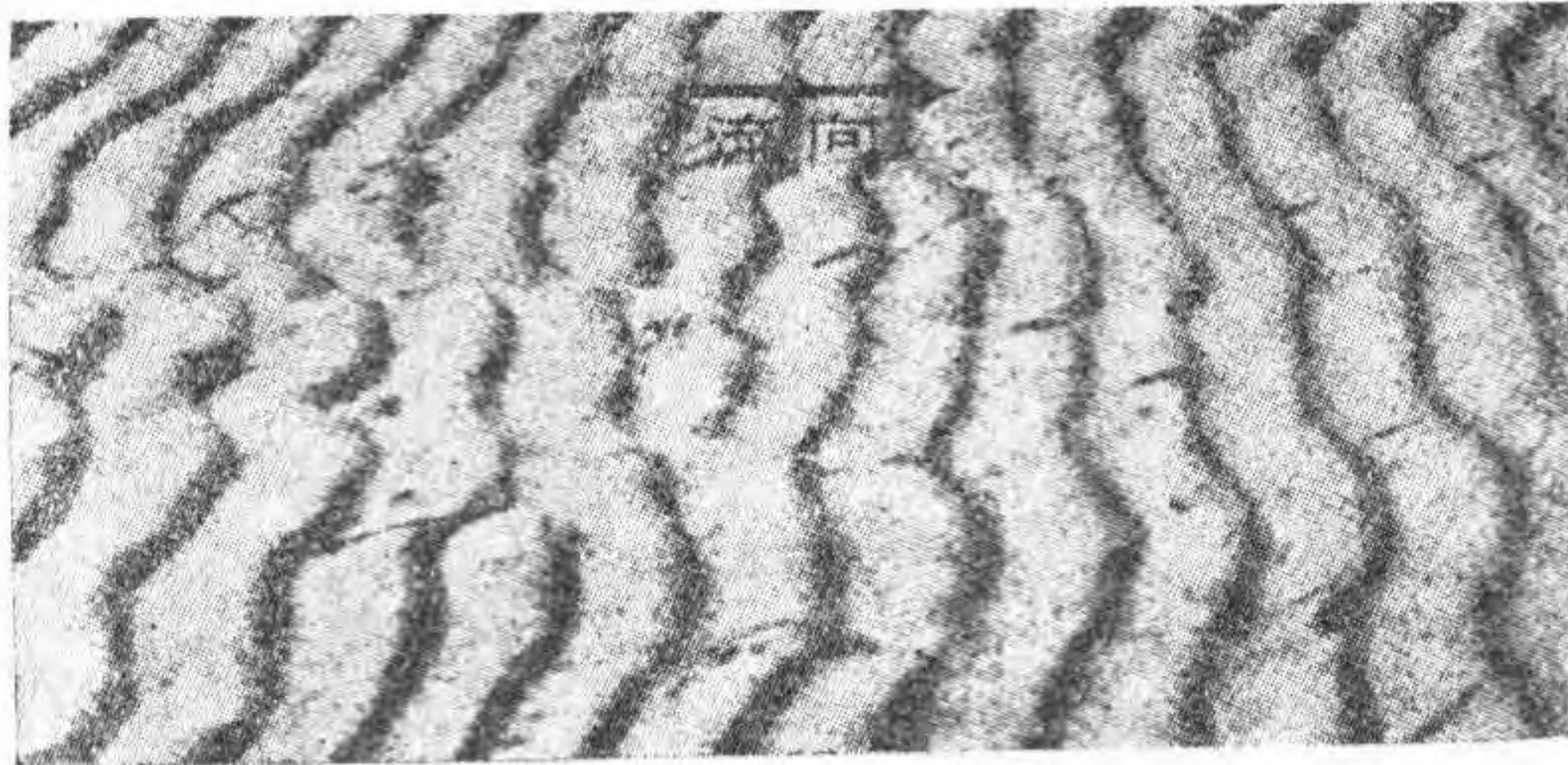
(4) 若水量與傾斜均有一定，而水路之幅與深之比為 0.04 以至 0.50 之間者，其運搬力最大。然過於狹深，或過於淺廣則砂粒之轉流量又少。

(5) 砂粒大小相異比諸粒形相類者，其轉流較易；而粒形相類者之中，小粒猶比大粒之轉流量為多。

(6) 若觀察砂粒各個之運動狀況，可知其中極少數，成滑行，稍多數尤以直徑大者為轉動，

而大多數則跳躍以進。

紋流之底河 圖六一第



(7) 若觀察水底全體之流下狀況，可知其流動並非全部一體，即其中細砂往往形成波狀凹凸美麗之流紋 (current-mark) (第一六圖) 又粗粒之砂礫，則隨處形成砂丘狀之砂堆。塊狀者，則狀如砂丘，多呈漸移之狀態。

以上為實驗室內模型試驗之結果，即實際之河川亦然。此外應附帶說明者，尚有如次之一項。

(8) 即河底之石礫愈至下流而愈小，且愈圓滑，上流則多為有稜角之大塊。此其原因：(A) 或由於石礫轉流間之互相衝突，或由於受河岸與河底之摩擦，因而破碎磨耗之故；(B) 流水所能移動石粒之大小既隨流速而定，則以普通河川之流速愈上流而愈速，愈下流而愈緩，故河底之石礫亦愈至下流而愈小。

四、浮流物質 顆粒極小之泥砂雖重於水而仍得浮流於河中者，乃由於河流含有渦流或昇降流等亂流之故，亂流狀態愈甚，其所能移動之浮泥量亦愈多，固不待言。而其亂流狀態，則又以水面及岸底較河之中層為顯著，且隨流速愈大而愈烈。

故比較粗粒之土砂，即使暫時浮流於水中，若水勢趨緩亦必隨即沉留於河底，待下次出水，水勢復急，又再度浮流水中。自上流以迄入海，此種土砂即如此忽浮忽沉，隨河水以下行。

此種浮流之泥砂細粒，其每顆沉降於靜水中之速度（ V ），依斯托克士氏之法則為：

$$V = \frac{2}{9} \frac{P - P_0}{\eta} g \cdot r^2$$

即以 P 及 a 代表砂粒之密度與半徑， P_0 與 u 代表水之比重及粘性係數， g 代表重力加速度。如以比重 2 直徑千分之一公厘之石粉，每秒鐘沉下速度為 0.019 公分，則沉下十公尺之處，當需十四小時有餘。若直徑為一萬分之一公分，即需五十九日半。又若以更細小之膠質性粘土所製成之濁水，據夫流瓦氏之實驗報告，經六年之久猶不見減其濁質。在河川中此種微細砂粒一經浮

流以後，即一直入海，不再沉落。

即較大之石礫亦可藉冰塊之助力浮流於河中。如在嚴冬結冰之河川中，因河岸崩潰等原因而下落於河冰中之礫石，至春季冰面破壞，此種礫石亦即隨冰塊流至下流遠處，及冰塊融化，乃沉落於河底。

然則彼輕於水而顆粒非常細小之泥砂，河水是否能使之盡量浮流於其中而移動？是又決不能。蓋河水之浮泥運搬力亦各因其流速與水量等原因而有一定之限度，無論若何之細泥要均不能超過此限度以上。

在實際之河川中，浮流物質之數量，除河水之流勢及水量之外，又受流域之地質水源之狀態等所左右。故浮流物質之數量不特因河而異，即同是河流在洪水時與澇水時，其浮流物質之數量，亦有顯著之差別。又如花崗岩類之迸發岩地方之河川，其浮流物質，要以砂礫為多，而懸濁物質少。反之，片狀岩類地方，則砂礫少而細泥多，故河水濁。特以長距離間流經黃土或粘土層而來之河川，尤見非常之混濁。如美國密西西比河下流四時皆濁，至如我國之黃河、白河，古往今來飽和泥土，河

水永呈黃褐色者，尤爲顯著。長江略次於黃河，而中流以下色尙黃濁。據濟浦局報告長江在蕪湖每年平均流量中所含之泥沙，均足四十方哩。高累十英尺之堆積，爲量之巨可以概見。黃河自昔有「水一石泥八斗」之傳說，實際雖不如此之甚，而據實測之結果，每一公升水中，所含泥量：

黃河……………二·六九〇公分 長江……………二·〇五〇公分

其他濁質較強之河川，一年平均每一公升水中之泥量，據巴布 (Babb) 氏所舉之實例如次。

浮泥量年變化(一公升水中之公分數)

河	密西西比	尼爾伯	塞 因	聖 尼里昂附	多 騰	尼 羅
1	0.576	0.022	0.018	0.025	0.015	0.167
2	625	05	10	81	110	126
3	681	38	27	55	201	53
4	382	35	7	52	100	66
5	309	30	8	73	99	47
6	975	42	8	97	235	69
7	860	42	5	135	256	178
8	1,059	40	4	122	151	1,492
9	0.025	33	6	52	50	0.543
10	241	20	4	128	38	378
11	230	14	46	62	21	244
12	385	52	49	18	21	289

更就水源論，凡源出湖沼之河川，濁質當甚少，如源出北美五大湖之聖羅連士河，及源出賽內巴湖之羅尼河是。反之，由冰河發源之河川，則大抵以濁流爲多。此因冰河由山間降落之際，即挾有多量土砂石礫，隨融解而流出之故。

再則同是河川，其所含泥量復因水量亦即隨季節而有異，茲舉賓克氏所舉之實例如下。即由一方面測定一年間，水量與浮泥之比例，他方面測知其水量，即可算得河川一年間所運之浮泥全量。下表所列即爲由各河下流地方所測得之實例。

河川	黃河	密西阿比長江	波羅河	拉多尼	羅多	羅尼	賽內巴	拉多
浮泥年率(億噸)	6.72	3.04	2.58	0.67	0.63	0.52	0.50	0.36
								0.26
								0.15

五、各種搬運物質之比率 如欲測得溶解物質與懸濁物質之數量，祇須汲取河水，由確定其中之水量與物質之比例即可，故比較簡單。惟轉流物質之測定，則頗爲困難，尤以大河爲然。所幸轉流物質之比率遠較彼易於測定之浮流物質爲少，而大河下流爲尤少，故減輕其重要性。例如被稱爲山國之瑞士，其流勢急湍，轉流物最多之河流中，轉流物與浮流物之比率猶不過如下表所列。

川	名	林	斯	羅	尼	國	瓦	瓦	里	頓
搬運物質與浮流物 之比					(塞內巴河入口)					
	1:35				1:6.9			1:4.1		1:3

何況彼悠悠然緩流之大河，轉流物質之比率，當然甚小，要不過浮流物質之十分之一以至五十分之一而已。其尤甚者，如亞馬遜密西西比長江黃河諸大河，器械運搬物質之全部，殆均可以浮泥視之。

次之，為浮流物質與溶解物質之比率，亦可以上列諸河為例，計算之如下表。且以轉流物質之微少，故浮流物質與溶解物質之和即可視為運搬物質之全量，表中示其百分比。

河名	密西西比	尼羅	羅羅	尼烏拉非
浮流質	71%	71%	81%	67%
溶解質	29%	29%	19%	33%

平均之運搬物質全部約七〇%強為器械的流動，餘三〇%弱則為溶解的流動。

第二節 浸蝕作用

吾人既知河水本於化學的或器械的作用，運搬種種相異之物質，其次當就河水之浸蝕作用說明之。蓋因此等運搬物質即本於流水自身之浸蝕作用所得來之故。

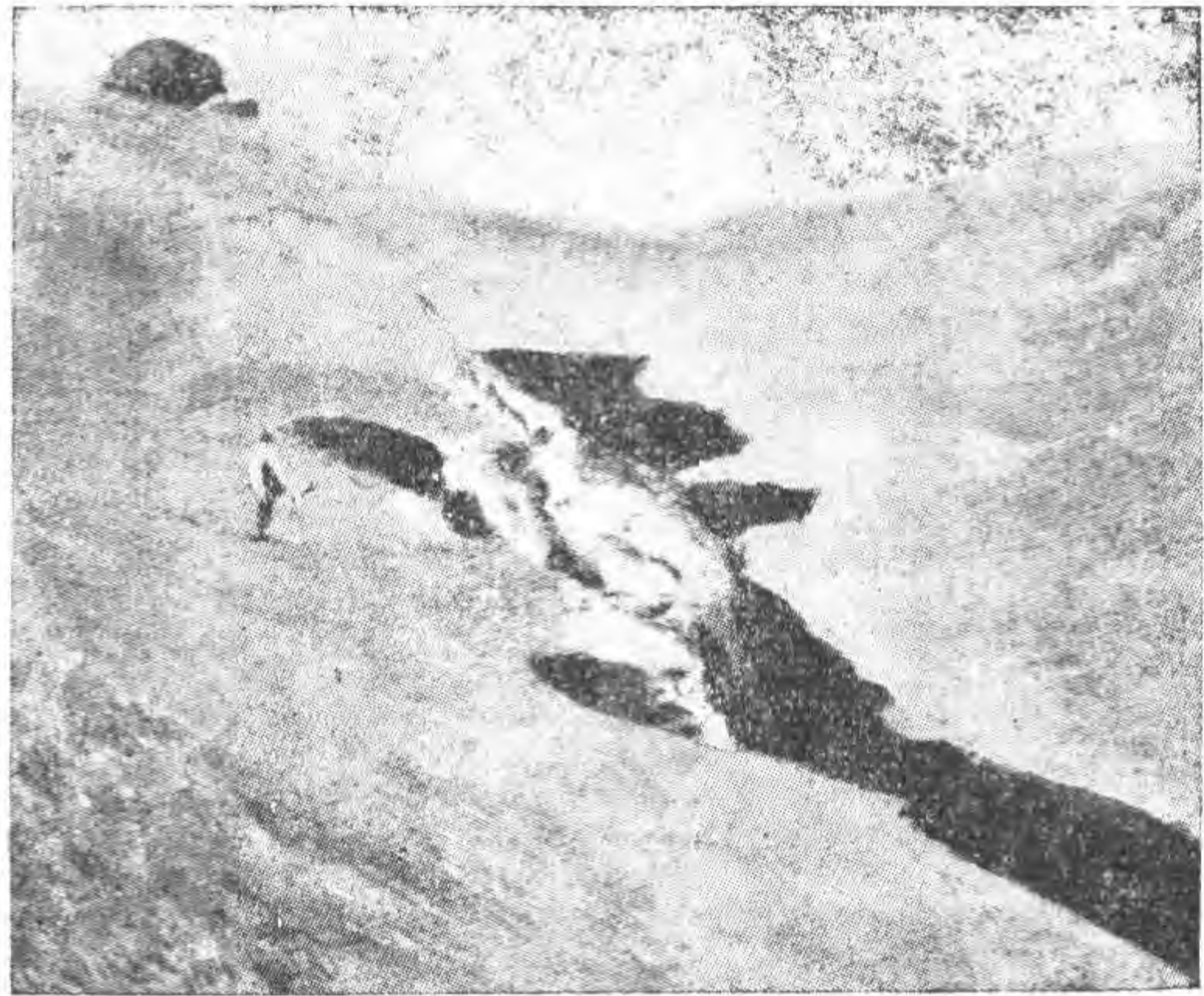
一、溶蝕與洗掘 流水獲得此等物質之方法，亦有化學的與器械的兩種。

(1) 溶蝕 (Corrosion) 河水對於石灰岩之類易於溶解之物質，概具有溶解之作用，惟在河道本身，其溶解却頗為遲緩。一般河水中所含有之溶解成分，主有賴於地下水之供給，受河道內之流水直接溶解者，不過極少之部分。

(2) 洗掘 (Corrosion) 兩岸或河底受流水之突擊或洗流，而施以器械的剝削作用者，謂之洗掘。流水對於經風化後脆弱之土壤，洗掘作用甚盛，而對於岩盤，直接作用則頗為微弱。惟河水對於堅硬之岩盤，則因其所運搬而來之砂礫為器械削磨之效力又為最大。實際上，清澈之河水，即如急流，其洗掘力亦極為緩慢，致蘚苔水草之屬均得附生於岸底。反之濁流之河川，即以相同之流速，其洗掘作用亦甚迅速，而尤以轉流於河底之石礫岩塊多時為甚。

二、浸蝕 河水既以化學的或器械的作用溶解並剝削岸底，更將其所奪取之物質運搬於下

第一七圖 由數度的暴雨落成雨的壑



流，致漸次增大河谷之幅廣與深度，如此現象謂之浸蝕（erosion），使深度增大者曰垂直浸蝕（vertical erosion）使河幅增廣者則稱側方浸蝕（lateral erosion）。

即河之浸蝕要不外為洗掘，溶蝕及運搬作用三者聯合之綜合作用。

當雨水已降落地面上而未注入實際之河川以前，即發生此種浸蝕作用。即雨水降落，不僅襲擊削摩地面而已，亦且流行地上而浸蝕之。若地面平滑如板，則雨水以薄層遍流地面，在傾斜之比例上，流速甚緩，故浸蝕即比較的微薄。是謂雨水之層狀浸蝕（sheet erosion）。但地面實際情形則殊不然，而具有幾許凹凸或柔弱者為多，以致常形成多數之小水道，及雨水流經其間，即受其剝蝕而增廣加深。如山地斜面多數雨壑（gully）即由此形

成。此等現象通常不謂爲河川之作用，而特稱之爲雨蝕 (rainsculpture)。然在學術上廣義解釋之，則當視爲河川河谷浸蝕之一部分。出水時河水之懸濁物質，實以本於此種雨蝕作用爲最多，而究非彼流入實在河床上所發生之洗掘作用所能及者。

此外風化，重力及岩石本身之節理，對於河川之浸蝕作用亦與有顯著之助力。河岸或即本屬河底，當湧水時，其露出於水面部分，每因平日風化而崩析，或因節理顯明易於受出水時之洗掘，或如高岸岩壁因縱橫龜裂，與底部之洗掘，漸形弛解，卒之，不堪自身之重，一遇出水，即易引起崖崩土覆之現象。

三、浸蝕之速 凡(A)水量愈多，(B)流速愈大而傾斜愈急，及(C)河谷地質愈軟弱者，則浸蝕亦愈迅速。故本於此等條件之差別無論爲異河或同河，均隨處因時而異其浸蝕之程度，普通河川平日浸蝕頗緩，至洪水時而激增，平日一年間之作用猶不及一、二次洪水之作用者，尤爲通例。故實際河道之地形變遷，要以單受洪水所左右者爲多。

然則一年間河川浸蝕之程度又爲若何？則例如日本富士山公曆七九九年所流出之溶岩，受

河川之浸蝕者，迄今達三十餘公尺，即每年平均約爲二·七公分之浸蝕，又如意托那火山於公曆一六〇三年所噴出之熔岩受河流浸蝕者至今亦達三十餘公尺即一年平均約九公分。

以上所舉浸蝕之速度可從歷史上覓得適當之記錄，故其推算比較簡單。惟按諸一般情形則不如是之速，且隨地方而大異其程度，欲一一爲之測定，究爲困難。其比較容易推定者，要爲河流流域全體之浸蝕平均速度。

欲推知流域全體之平均浸蝕速度，可在河川下流，如前節所說，求得河川一年間所運搬物質之全量，而以流域面積除之，所得之商即爲由每流域單位面積中所蝕去之物質平均重量。然後應用流域內地表岩石之平均比重（約二·六），算出一年間流域全體所受浸蝕平均之厚，當屬易易。下表所示即爲各河一千年間流域所受浸蝕之厚。

河	名	黃	河	波	河	羅	尼	長	江	密	西	比	多	羅	巴	羅	里	河
浸蝕厚	(千	年	公	分)	42.2	2.80	21.5	7.8	7.8	3.3	1.1	1.4						

地球陸面全體據云，一千年間約爲被浸蝕五·六公分。

四、浸蝕之基準面 河川之浸蝕無論如何演進，要不能比海面爲低。是謂之浸蝕作用之基準

面 (Base Level) 又入湖之河川，其湖面——就支流言，即其流入點所在本流之底面——亦可謂之一時的基準面。惟湖沼常有消滅之運命，本流之河底亦即因之大有變化，故終極之基準面，仍不外為海面。凡河底愈近基準面，沒蝕力亦愈減，此又不待言者。

第三節 堆積作用

一、堆積 河流所能運搬之石礫砂泥，不特隨流速而定其顆粒之大小，即其量亦有限度，此理已如前述。因此，凡由上流運來之物質，至下流流速遲緩之處，則在砂粒之大小上或分量上必有一部分不能繼續支持，此不能支持之物質，當然不外由沉澱而堆積 (deposition)。即流速不變，而因蒸發或地下滲濾等原因使水量減少，其所運搬土砂之一部，亦不能不放棄而沉澱。

是故『流速或水量減少之處，即應之而有多少之沉澱』實為堆積之大原則。例如河川由山地突出平野之處，中流以上河道彎曲部之凸岸，悠然緩流下流之河底與沿岸地方，以及河口之海中等，均通行堆積，而呈特殊之景色。

通常河川上流，其運搬力遠比本於浸蝕所形成運搬物之量爲大而綽有餘裕，故不起堆積作用，而僅見單由浸蝕所造成之地形。反之，下流地方河川大抵含有超過運搬能力以上之砂泥，而易發生所謂負擔過大（overburden）之現象，則其過剩部分遲早必歸於沉澱之命運，而見相繼沉澱之事實。又若在其中間某處，運搬力與運搬物質之量兩相平均，無過與不足，則在垂直方面，無論浸蝕與堆積將均呈停止狀態，是謂之河之平衡狀態（graded condition）其傾斜即謂之平衡傾斜（Grade Slope）中流部分近之。

二、水篩作用 河川搬運砂泥顆粒之大小既隨流速而定，則河川之泥砂礫石當因其大小輕重約略相類者，分別選剔，泥爲泥，砂爲砂，礫爲礫，如篩篩物，而成各別堆積之傾向。是謂水篩作用（selective power）。

河川自上流流向下流，砂礫之大小當亦因之而漸減，此固盡人皆知，茲舉來因河爲例，示其實測顆粒之大小如次。

位 置 (在 <u>羅尼</u> 上游)	0.7 公里	20	56	91	1.0	150	303
每噸礫石之重	5.9 公斤	4.8	2.9	2.3	1.5	1.0	0.10

砂粒之大小不僅因縱向而異，即橫面亦有變化。此因河之中央泥沙較少，而遇河水流動停止或在會流之處，則亦見泥沙沉溜之現象。又如砂金砂鐵之類，在河床或海岸之砂石中，每多堆積於一處，亦即水篩作用之表現。

三、水面傾斜之階段性與砂粒之大小 前謂水面傾斜即下流部分猶往往有階段之變化，其理可於此說明之。

此種現象，一方本於水篩作用之原則，即所謂「一定之流速相應於沉澱河底砂礫一定之大小」他方在事實上則由於「岩石不論如何大小，並不為連續的瓦解，要以種種階段而異其破碎之傾向。」例如石灰岩破碎，成為相當之大礫與非常之細泥之傾向其情形即甚顯著。故河川之流速以至水面之傾斜亦隨之而有階段的相異之區別。如羅尼河自里昂以下即分為本於石灰質之粗礫所成之水面傾斜 (1/3846) 部分與本於細泥所成之傾斜 (1/4300) 兩部分，而無中間區。

四、堆積之速 河川三角洲之生成速度，可由以後所述得知，至欲就各地一一測定其堆積之速度則非易事。茲所言者，猶不過單就土砂沉澱於海底所造成之水成岩計其全世界平均之程度而已。

前述陸面全體浸蝕之速度平均千年約爲五·六公分之比例，則此由浸蝕而生之物質當然隨流而流出於海中。其中一部分形成海水中之鹽分而殘留溶解於水中，或則爲海洋中浮遊之動物。(Plankton)所攝取由其遺體而造成球形蟲軟泥與矽藻軟泥類之深海沉澱物。惟此等物質之分量均極微，據推定不過陸上運來物質總量八%而已。其餘九二%大部分概沉澱於水深二百公尺內外以下所謂大陸架區域上，造成水成岩之基礎。世界大陸架之面積約占全陸面五分之一，今若將前項運搬物質全部散布於其上，則

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

以知水成岩形成之速度，就大陸架全部平均之，千年當爲二十六公分之比例。

第三章 河谷

第一節 河谷概觀

以上所述概注重於河水一端，茲轉注於河谷而就其性狀與形態研究之。

一、河谷之三部與其特徵 凡發達完全之大河，概可別為上流中流下流三部分，而各相異趣。

(1) 上流部或稱山區 (mountain district) 此為接近水源傾斜最急之部分，故水量少，流勢強，間成急灘瀑布，總之，為磨削河底或兩岸純然之浸蝕區域。故河谷多狹深，兩岸迫成峻峻之山腹懸崖絕壁之峽谷，多由是形成。多角之岩屑粗塊散布於河底，突出於水面之大岩塊亦不少。即其流路之方向亦常有變化，且其所變之方向又以近於銳角之破線狀者為多，此因上流部分河道方向轉變主由岩盤之構造龜裂如何而定，故與中流以下因流水自身正則之作用而彎曲者大異其趣。

(2) 中流部或稱河谷區域 (valley district) 傾斜減小，隨之流勢亦減緩，河底之磨削亦減微弱，所認為例外者，要惟洪水時而已。且一方面上流運來砂礫之一部分，至此漸就沉澱，隨處造成淺洲，以至往往露出於水面而形成所謂「河中島」之形狀。多角之砂礫至此亦漸呈圓狀。谷幅亦於是增廣，沿河之兩岸漸發展而為僅在洪水時受水浸之平地，所謂氾濫區域。河道中亦形成和緩之曲線，而呈幾許彎曲之狀態，惟不如下流彎曲之明顯耳。

要之，表現浸蝕區域之上流與堆積區域之下流中間的性狀實為中流部分之特點。此處浸蝕與堆積約略平均，而具有比較安定之狀態。其與上流部分相區別者，在於氾濫區域與曲線的彎曲之發生，而與下流部分相區別者，則在於較大之彎曲或均等流路之變遷。

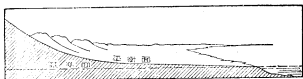
(3) 下流部即近海之平野區域 (plain district) 此部河幅最廣，傾斜最緩，河水悠然緩流，無河底之浸蝕作用，而祇見土砂之沉澱堆積，故河底反略見高起。當洪水時，河水氾濫遍及沿岸平地，隨處散布其泥土。流路則委蛇曲折，多呈顯著之彎曲。形成下流部分之特色。且流路往往因洪水而大見變遷，黃河下流尤為著稱。

以上三區之特徵，概因河川而有差異，其有一、二、差缺不全者，亦屬不少。

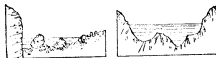
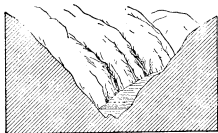
二、河谷之縱斷形狀 河底之形狀，細別之，如第六圖所示，誠屬複雜不正，然就大體論，上流傾斜急，下流傾斜緩，則亦無待再言。若河川由岩質完全均一之山腹流出，而浸蝕充分發達者，則藉此以研究其理想之形狀，亦非屬無益之事。

據波蒙(E. de Beaumont)氏之研究，凡水量其係與水源距離為比例，若假定河幅及其平均流速上下一定，則河底之縱斷形狀，當成拋物線狀。又鄂披科非爾(Cppikoter)氏則以為流水自身必須於最短時間使之自山頂流至山麓，故河底應為擺曲線(cycloid)狀。此外亦有主張對數曲線或所謂一般二次曲線者。然實際上，如賓克氏所云，河道本身固不絕發達而有變化，則在其過程中，當形成各種性質之曲線，而決非何種確定的數學的曲線所可表現者，則亦為當然之理。現今此項問題雖猶未確定，然無論如何，單行浸蝕之河川，其理想的形狀，總為趨向上方之凹形的曲線，而愈近海則愈成水平。(第一八圖)

狀形斷經的理想之川河 圖八一第



谷河流上 圖九一第



(甲)河谷全體
—V字狀

(乙)谷底河床
之不規則

三、河谷之橫斷形狀 次之，河谷之橫斷形狀，大體亦因河川之分三區而各有其顯著之特徵。

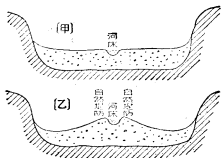
(1) 上流山間部分溪谷全體之形狀大體呈V字形，谷底以狹深者為普通。(第一九圖甲) 惟在流水之河床中，或岩塊橫突，或岩島衝起，其斷面形狀每極複雜不正，故亦不能謂為有一定之形狀。第一九圖乙即為此種之河谷模型。

(2) 及至中流部分河谷之區域，其谷底即漸廣，而成廣平之平地，河谷全體之橫斷形狀遠望之，如成一U字形。惟河床平常僅限於谷底之極小部分，其餘部分祇於洪水時見之。此部分即謂之氾濫平野 (flood plain)。總之，流水之範圍，可由平水時之低河岸 (Bank) 與洪水時之高河岸兩重河岸限定之。

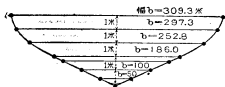
同屬中流之U字谷，若精密觀察之，復有二種。一為第二〇圖(甲)所示之氾濫平野，其河谷愈接近河床為愈低；地如(乙)圖所示，其河床之直接兩側却比氾濫平野之內地為稍高，此稍高之內岸，謂之自然堤防 (natural levees)。

次之，平時河床本身，中流以下，大體概具有一定之形狀，非如上流之千差萬別，即河底雖亦有

谷河字U種二 圖〇二第



面斷均平之流中河因來 圖一二第



多少凹凸不正之形狀，而大體在河道直線之處概成U字形或梯形，其彎曲部分一側最深，略偏而成三角狀。若將此等部分所互及之廣大範圍平均之，則又類似拋物線狀。如第二一圖所示即為來

因河科布林茲下流三五〇公里間之平均形狀，祇不過底部比較拋物線略見尖銳而已。

(3) 至下流部分，則唯有自然堤防，直逼河床，其外圍地方概為一片廣漠卑濕之平野。

下流河床之橫斷形狀，亦比中流更為規則，河道之直線部分成梯狀形，彎曲部分成三角形狀，近凹岸者則為最深部。

第二節 土柱與甌穴

上節所述為河谷之一般性質，茲更就各種特殊之現象說明之。

一、土柱 先言山腹或河谷之上部，因雨水而發生之特有之現象。

凡由軟弱之土質如砂利、粘土或凝灰等所造成之山地，而樹木不多者，若遇強雨下降，則其表土不特為雨水所浸蝕磨削，是等土質當更因受浸水之飽和，而愈形柔軟，卒之引起山崩或崖崩之現象，而隨處造成斷崖之窪地，殘留者則多數林立，其形如柱，是謂之土柱。(earth pillars)

土柱以意大利之提羅爾，瑞士之瓦雷州，北美之科拉勒多等為有名，其高者常達三百尺以上。

我國黃河上流亦有見之。此種土質概爲含有砂礫黃土粘土及壤土等之洪積層。

土柱之成立除普通惡性的條件之外，要以（1）軟弱土壤之受浸蝕特別急速者，及（2）接近此軟弱土壤地表之處，有稍大之硬質岩片或多細根之灌木散在其間者爲必要。蓋唯如此，則此類岩石或灌木可以遮蔽雨水，用如雨傘，而其下之土砂乃得免於雨水之浸蝕，而其附近地方則被雨水浸蝕削去，遂殘留而成土柱，但若其附近地方之浸蝕，短時期間，進行不速，則已生成之土柱亦將

在其長成過程中崩斷，不復形成完全之高形土柱，而呈一帶狀如山崩之地貌。

二、甌穴 上流地方，往往於河底或河岸之堅質岩面，見有中貯丸石圓形之大深穴，是即謂之甌穴（pot hole），或稱大釜（giant kettle），其中之丸石則爲形成此穴洞之器具之殘餘。此在冰河下端由其融水所成之流川，以漂石爲器具因以造成

第 二 二 圖 花崗岩上之甌穴



甌穴者，固事屬當然，如瑞士洛桑卽以此種甌穴著稱於世。

然則此種甌穴究本於何種作用而形成？當約略說明之。

蓋河底自始卽有若干凹凸不正之形狀，卽或不然，而因岩質之軟硬不同，或因裂縫節理之存在，河底全面並不同受浸蝕，致發生隨處局部的浸蝕作用所集中之處所，於是其處卽因遭急速之磨削而成凹形。凹處既成，隨卽於其處發生如第二三圖所示之渦流，及彼由上流搬運而來之小石隨流水墮落於此窪處，卽無由得脫，而在同處作迴轉運動，逞其磨削之作用。及此種作用漸次演進，洗掘加深，遂造成所謂甌穴之形狀。故甌穴是以渦流爲主幹，小石爲器具，兩者洗掘而成者。

此種本於渦流所發生之洗掘作用，並非趨向前方掀起，却趨向後方潛行，如第二三圖所示甚明，故由此所造成之甌穴，在初期淺時，前方之傾斜要比後方爲和緩，及掘鑿加深，前後壁均近垂直狀，兩者卽無明顯之差別。若洗掘更深，對於直徑超過一定之限度，則渦流反因之減弱，穴底之水更成不甚活動之狀態。至此卽墮入之小石亦不再轉動，洗掘作用由是停止，而甌穴之發達卽達於終局焉。

生發之穴厥 圖三二第



第三節 瀧

一、急流及瀑布，瀧爲上流地方所常見而最顯著景象之一種。凡河底傾斜急峻，河灘流水疾走之處概謂之急流

(rapids)。其傾斜垂直，水自高處直接落下者，則稱瀑布 (waterfall)。兩者合稱則謂之瀧。(譯者按「瀧」爲日本地理學上特有之名稱，意即指流水湍急，有如沸騰之處而言，歐美地理學上對於所謂「瀧」之現象分別稱爲急流與瀑布，我國對此亦尙無相當之譯名，故仍本原書稱「瀧」) 惟實則

急流與瀑布之間，概以種種之程度，而成連續之狀態，固無判然之區別。
歐美各國有以瀧之大小而區別爲

Cascade.....規模較小之瀑布

Cataract.....水量甚大之大規模瀑布

要亦無確定之區別。

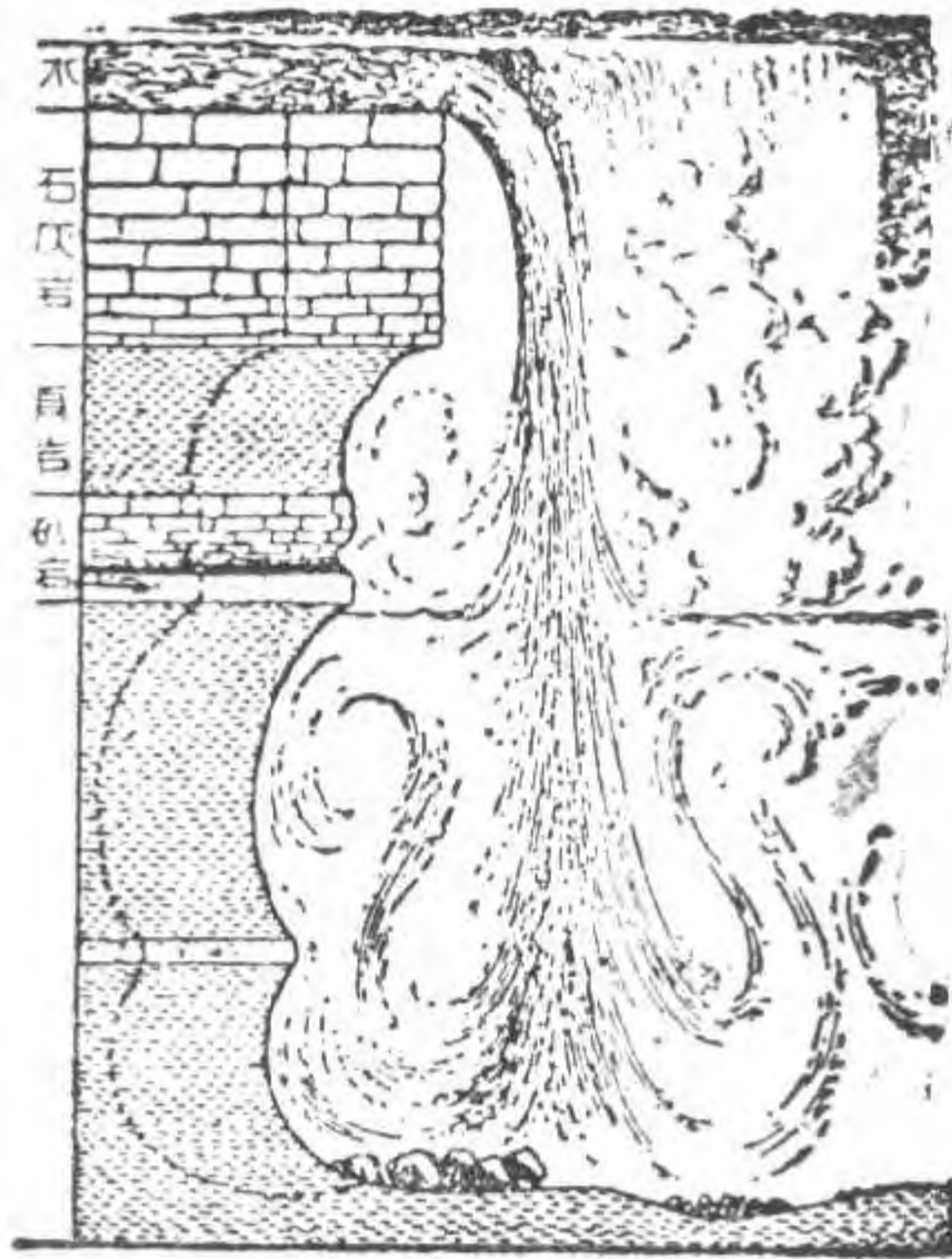
瀧或僅有一段者，亦有數段相連續者。瀧落口之形狀有完全橫斷河流成「一」字形者，亦多有成不規則之形狀者，此因懸崖隨處均有裂縫或節理，且岩質與河水之流勢到處不同，從之河水之浸蝕亦隨岩崖之場所而異其程度之故。

瀧之底部通例概成深峻而略成圓形之壺狀，是謂瀧壺（cirque）。其形成之原因，與其謂由於與罅穴同樣受落下水勢之直接作用，無寧謂原於流水捲成大渦，攪亂瀧壺，而使其中之石塊不絕轉動所受之影響為大。如第二四圖即為耐亞嘎拉瀧壺內之渦流，當可想像其崖面所受剝削之狀態。

世界大瀑布（Cataract）之代表者，當推北美之耐亞嘎拉、南美之意瓜茲，及非洲之維克多利亞三處。耐亞嘎拉之高，不過五〇公尺內外，而其幅則達千二百公尺，水量之大實為世界第一。維克多利亞平素之水量不及耐亞嘎拉，而在洪水時却極為壯觀。其高達二百公尺內外，其幅竟達二千公尺。至意瓜茲，在水量上均比前二者為遜，惟其落口之廣，達三千公尺居世界第一，亦足可驚異。

者。

捲渦之壺瀧拉嘎亞耐 圖四二第



第一篇 河狀論

布瀑亞利多維 圖五二第



六七

若單就瀑布之高度論，則更有比比猶高者，茲舉世界幾處大瀑布爲例如下表。

瀑布名	所在地	高度	備註
約瑟米提美	美國	七九〇公尺	分三段單上段高四五〇公尺
羅拉伊瑪	南美圭亞那	四五〇公尺	
斯查蘭德	新西蘭	五八〇公尺	三段合計
加巴羅尼	法國	四二〇公尺	
那智	日本	二四〇公尺	單指第一瀑布
華嚴	日本	一二〇公尺	

二、瀧之發生 瀧發生之條件，類別之，約有如下五種。

(1) 瀧之成於水平地層上下硬軟之差別者 瀧之最普通者概發生於地層略成水平，傾向下流，岩石上層堅硬而下層軟弱之處。此因河底之浸蝕，同傾斜之下流側常較上流側爲烈，故先受削磨而達於軟弱之下層。若一旦達於此軟弱之下層，則其浸蝕當愈加迅速激急，即河上之堅硬岩層，尙未破壞之際至河下則已盛行浸蝕而致低落，而現出顯著之落差，因此種上下地層

硬軟差別之程度，即為急流瀑布所由成。如地層軟硬差別顯著，且軟弱之下層非常深厚者，即成高大之瀑布；反之，若地層軟硬差別甚微，或軟弱之下層淺薄，時則無論為瀑布或急流，將均無由發生。水成岩中之礫岩，概比他岩為硬，故較易成澗；又若砂岩在泥板岩之上，澗之形成亦易。

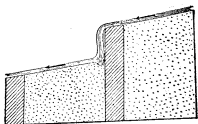
耐亞嘎拉瀑布，其河床之最上層為二十公尺內外之石灰岩，下層則為頁岩與砂岩，即屬此類（參照第二四圖）。

澗之型式，以類如耐亞嘎拉者為最多，是為普通型，或即稱耐亞嘎拉型（Niagara Type）。其特色在於澗漸次後退，而不能永久保持其同一之位置。惟澗之高度，則反多因後退而愈為增大。

(2) 澗之成於岩盤上垂直節理之發達者。地盤均一，無硬軟之差，而每以其垂直節理之發達，致岩盤因流水沖擊，漸向下流方面崩落，而造成絕壁之狀態，且以其向上流後退，遂成顯著之澗。花崗岩地方溪谷之澗，即多屬此類。

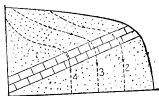
(3) 澗之成於垂直硬岩脈之上者。硬軟不同之水成岩層，形成垂直轉位之處，或堅硬岩脈橫斷貫通於軟弱地層之所，其下流部之軟地層，亦易於受顯著之浸蝕而成澗。此種澗之特徵，

圖六二第 懸直硬岩之瀧



河川

圖七二第 懸在斜硬岩層之瀧



七〇

在於幾無後退之現象而長久止於原來之位置（硬岩層之位置）但硬岩層若漸受削磨，則瀧亦漸低，而河谷之壽命亦將比後退者為尤短。（第二十六圖）

（4）瀧之成於傾斜地層之上者 此種瀧以位於（1）與（3）兩者中間，故其性質亦介

於兩者之間，或後退，或隨後退而低落，從之，其壽命亦較水平層者為短促。（第二十七圖）

（5）原生瀧 以上諸種要均為本於河川自身之浸蝕作用所造成之懸崖上之瀧，此外地形上原成之自然階段，河水流落其上，亦可成瀧。此種因地形而成之自然瀧，謂之原生瀧，或稱必然瀧（consequently water fall）。惟此種瀧概以新成之河川為限。

三、瀧之後退 瀧大抵因時日增長而漸次後退，其位置亦概向上流方面移動。其後退之原因：(1)主由於甌穴作用。此因河水奔流直下而成瀧壺，磨削岩層之底部，久之，岩崖遂失其支柱而崩壞。如一九三一年一月十八日耐亞嘎拉突然崩落長一五〇英尺、高五〇英尺、重量約千噸之岩石，即其適例。

此外瀧之後退有由於：

(2) 流水直接浸蝕斷崖者，

(3) 斷崖受冰霜及其他之風化作用而崩落者。

(4) 因落下流水之壓力，致瀧內之空氣膨脹收縮，反覆急變者，

凡此要均有多少之效果，惟均不足以與甌穴作用之效力相較耳。

至後退之速當隨瀧而有差別。如耐亞嘎拉瀑布，在水量少之美國方面，自一八二七年至一九〇五年由觀察所得，每年平均尚不及三英寸，而在水量大之加拿大方面，徵於一八四二年至一九一一年間之測定，則年成五英尺之比例。

四、瀧之消滅 若河川之浸蝕演進不已，則瀧將因之而消滅，即不然，亦必後退於上流。且後退之瀧，若遇軟硬差別之岩層浸蝕已盡，或後退而終於分水嶺時，則瀧亦仍不得不歸於消滅。故曰：「凡瀧，概僅見於河之上流，尙在少年初期河谷地方，既入於平衡狀態之河川，即不見其存在。」

第四節 峽谷

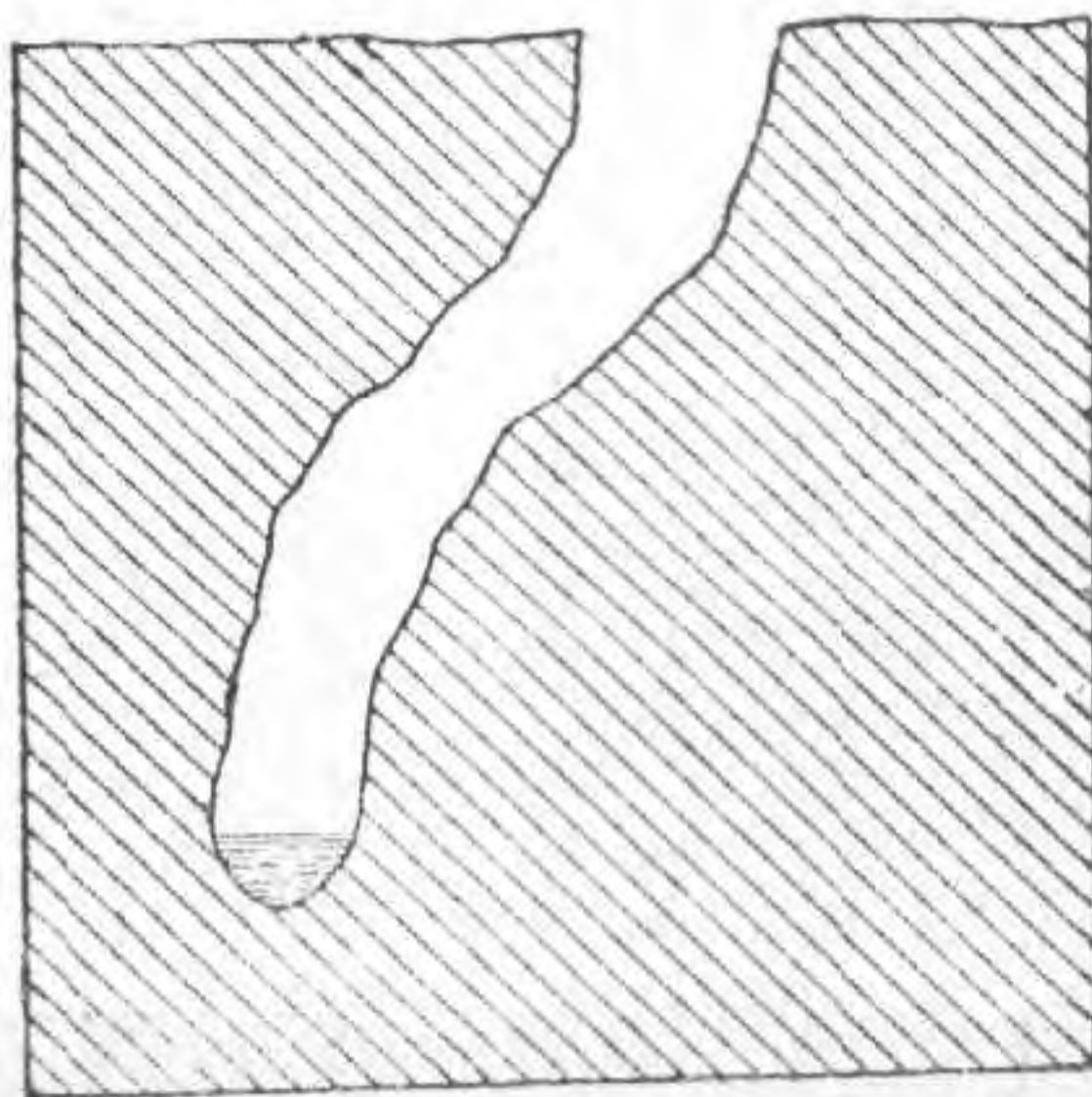
一、峽谷之成立 凡上流部分浸蝕激進之河谷，概呈V字形，此已如上述。此種河谷兩側之傾斜，常因河水之垂直洗掘與兩岸之風化以至雨蝕等作用而使其削剝崩塌加速，換言之，即爲岩質與氣候所左右。若河底之洗掘比側壁之風化雨蝕爲速，則河谷將愈見狹深，而谷壁亦愈形急峻。反之，若谷壁之風化速於河底之洗掘，則河谷當較爲淺廣，而谷壁亦較平。例如谷壁岩層堅硬，則因風化不易，故多急峻，反之，軟岩中之河谷，側壁即多緩和。別有多雨地方，谷壁強受雨蝕，其河谷較廣，故谷壁傾斜亦愈緩和。至雨水絕少軟岩地方之河川，則每因河水之垂直洗掘而加深，其兩岸復因雨蝕風化之過弱，致形成完全之絕壁，且河谷既深，谷幅遂更見狹窄。此種河谷即謂之峽谷(Canion)。

其大規模者，則稱大峽谷 (Canyon)。若遇土質粘着力強，足以維護懸崖者，則谷幅尤為狹深，甚至有站立谷底不見天日者，如第二九圖是。

谷峽大多拉羅科 圖八二第



谷峽之日天見不 圖九二第



要之，以上所言峽谷成立之要素，綜合之不外為：

- (1) 陸地高，離浸蝕基準面有充分下掘之餘地者；
- (2) 流急而泥砂多，浸蝕迅速，尤以河底之垂直洗掘為甚者；
- (3) 氣候乾燥，谷壁之雨蝕風化微弱者；

(4) 地質構造上得保其急峻之傾斜者。

世界最有名而可驚異之大峽谷，當首推北美之科羅拉多峽谷。谷長凡三四、百公里，深約數百公尺至二千公尺。此因其形成之條件以上各種殆無不備，故其發達最爲異常。

二、峽谷之發達限度與消滅 不論峽谷下掘之深度如何，其限度要不能超過所謂浸蝕基準面，此固不待再言。蓋河底之下切若近於此浸蝕基準面，水流即緩，洗掘亦衰以至達於平衡狀態，此時峽谷之生長亦必然停止。

若谷之深度已完全停止其演進，此後唯有側壁之風化剝削作用單獨活動，則無論其進行如何遲緩，要之永年之間，必表現其效果。於是谷之橫幅漸次增加，谷壁之傾斜亦漸次緩和，終之，喪失峽谷之特色，以至於消滅。

三、峽谷初年之形態 由以上所述，可知峽谷多發生於地質學上較新時代中所隆起之初年山脈或高原地方。此時河底之垂直洗掘進行最盛，而側壁之風化則尚無充分之表現，是即峽谷初年之形態。若年代已久，即成普通之V字谷，更久，則成U字谷，此爲峽谷變化當然之結果。

第五節 沖積扇狀地

以上主就浸蝕作用一方面，述其所造成之特殊之景象，其次，當就彼以沉澱作用爲主所成之景象說明之。

一、扇狀地之生成 河川於流經斜傾狹急之河谷以後，俄然流出於寬廣而傾斜少之低地，則因流速懶衰，由上流所挾流而來砂礫之大部分，當然沉澱堆積於此處。此種堆積適當河谷之口，其形如扇，如第三〇圖所示，是名曰沖積扇狀地 (alluvial fan)，美國人亦稱沖積錐 (alluvial Cone)。

扇狀之成，既非成於河流自身一面之擴張，亦非成於河幅本身一時之增廣，而由於河底因土砂不絕堆積高度過於側方地面之故，河脈當然亦隨之變化，而別選較低之流路，此處遂愈積而愈高。總之，不外爲河道屢變，而土砂不絕堆積之結果。

二、扇狀地之性質 扇狀地之大小不等，小者面積僅數方公尺，大者半徑達數十公里。堆積之薄厚亦不等，自數公尺以至數十公尺，甚至頂點有高至數百公尺者。

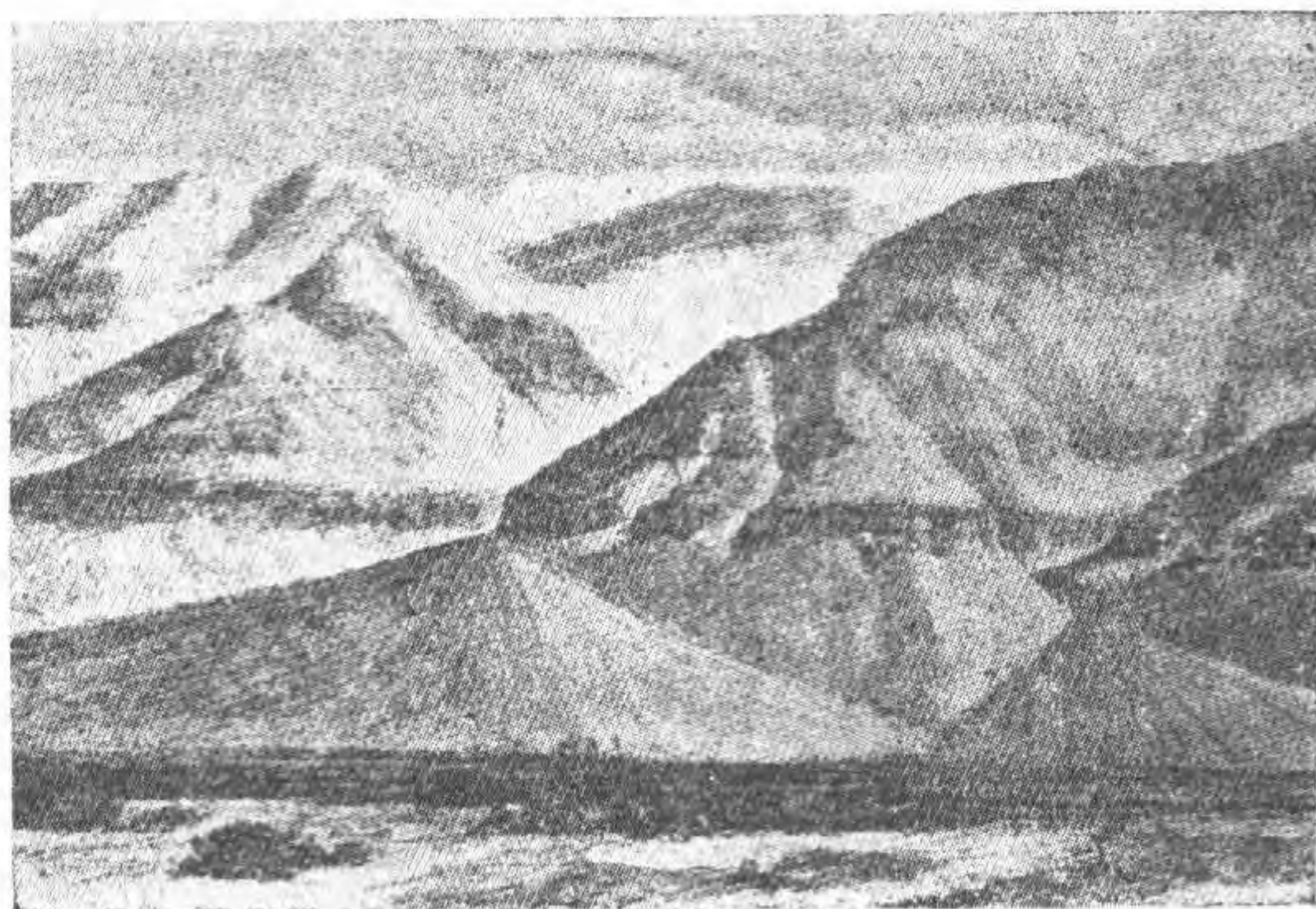
堆積物質要以粗粒之砂礫爲普通，而粘土爲少。砂粒一般以頂部爲較大，而麓部與周邊爲細。扇狀地之等高線概成以頂點爲中心之同心圓狀。其表面之傾斜，則因砂粒之大小與水量之多量而有種種之不同。如砂粒小而水量豐富之河川，傾斜概緩，反之，砂粒大而水量少者則傾斜大。

三、扇狀地內河川之特性 凡流經扇狀地之河川，概具以下三大特性。

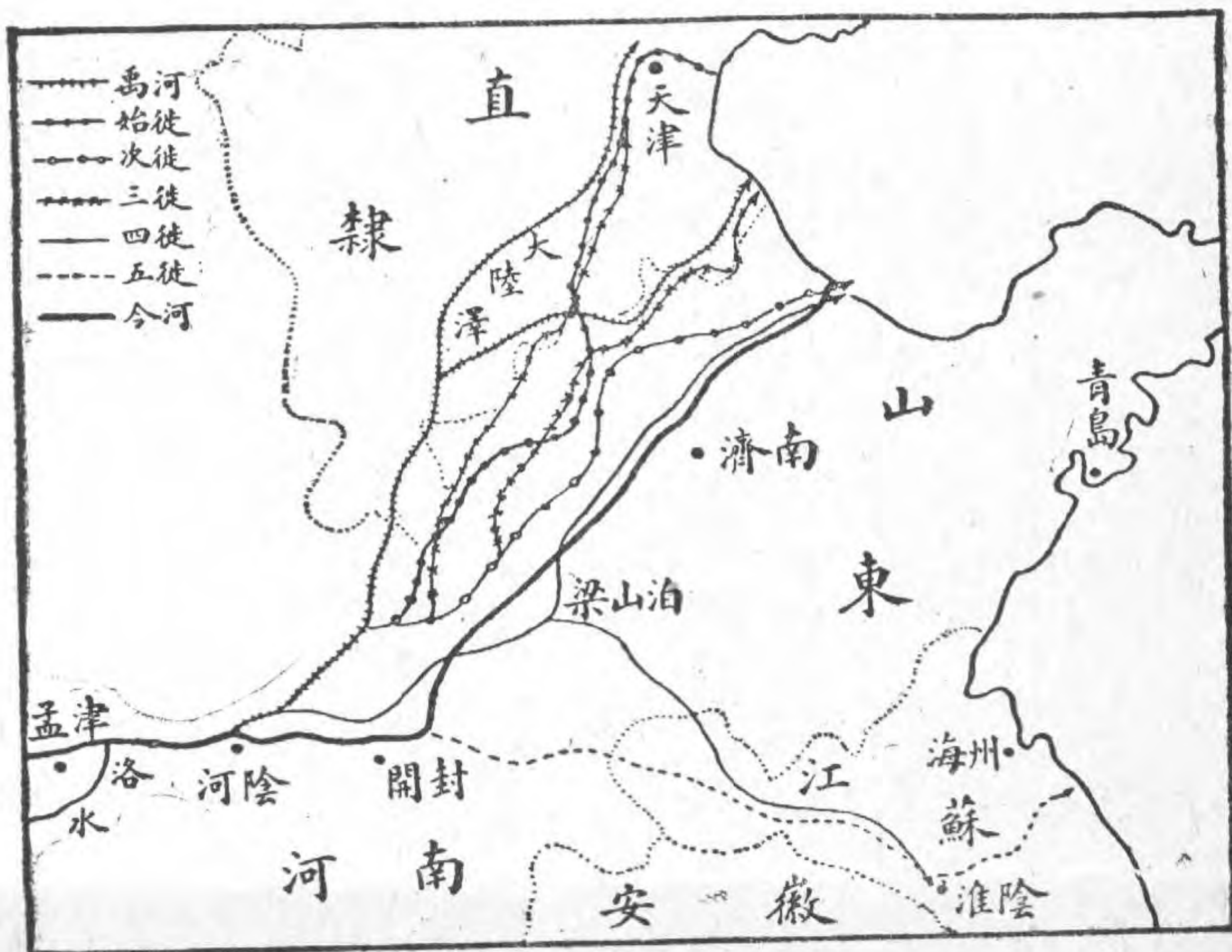
(1) 流路最易移動 此爲扇狀地成立當然之結果。如我國黃河下流之改道尤爲著稱。計自大禹治水以迄於今日，四千三百餘年中，黃河決溢改道之事，不下百數。舉其大者：周定王五年（公元前六〇二年）一徙，王莽始建國三年（公元後一年）再徙，宋仁宗慶歷八年（公元一〇四八年）三徙，金章宗明昌五年（公元一一九四年）四徙，明孝宗弘治七年（公元一四九四年）五徙，清咸豐五年（公元一八五五年）六徙，此卽爲現在黃河之流路。其所流經改道之地，一般均以三角洲視之，實則亦卽扇狀地之擴大。（第三一圖）

(2) 扇狀地內河川下流水量之減少 此由於扇狀地一經長成，以其中多量砂礫富於透水性之故，致河水多滲漏於地中，甚至全部伏流，非當地表爲洪水時，河中猶不見流水者。若再度湧

（方地他猶國美 地狀扇積沖 圖○三第）



遷變之路流河黃 圖一三第



出亦僅見於扇狀地周緣之下部地方如黃河下流平時水量之稀少沿岸黃土之富於透水性河水多滲濾於地中實爲重要原因之一。

(3) 扇狀地內河川小支流之發生 扇狀地之河川常分流爲若干之小支流此亦由於河中泥砂堆積之故。

扇狀地隨處皆有，惟要以乾燥少雨地帶爲最顯著。河川水量減少之以此種地帶爲特著者，此亦爲其原因之一。蓋此種地方平時降雨不多，而偶有突來之猛雨，加以童山禿禿，隨豪雨帶來大量之土沙，及下至幾由乾燥之砂粒而成之山麓。流水卽爲所滲透而消失，其挾來之砂礫亦卽拋棄於此。彼沙漠荒土中之所謂泉地 (Oasis) 地方，卽多此種扇狀地。此種地方受水之供給最易，而地下水之形成亦最便。

第六節 河口洲

一、河口洲之生成 河川入海或入湖之處，其流路爲湖海之水所阻，致其速度急減，終至完全

停止。從之，其所運來之土砂，亦沉澱於河口之海中，遂至現出於水上而造成三角狀之平地，是謂之河口洲，或稱三角洲 (Delta)。

然則謂河口地方必發生三角洲乎？則又不然。實際上世界河川之具有顯著之三角洲者不過少數而已。蓋適合於三角洲之發達者，是有其條件在。即：

- (1) 運來河口之泥砂量豐富者；
- (2) 波浪潮流之勢弱，使沉澱之泥砂不至爲所奪去者；（例如平靜之湖沼與內海。）
- (3) 自起始沉澱，至露出於水面上，已歷經充分長久之時間者；
- (4) 在此充分長久期間中，湖海地盤安定而無沉降者。

若此等條件有缺，即不能造成完全之三角洲。

世界最典型完全之三角洲，當以注於地中海之尼羅河之三角洲爲第一。而我國黃河長江珠江三大河之下流亦均有廣大之三角洲。如現時秦嶺以東，泰山以西，黃河以南，淮水以北，其間三角形之平原，即屬黃河沖積而成之大三角洲。長江則自江陰以東，杭州灣以北，淮水以南之三角形之

平原，亦爲長江所沖積而成之三角洲。惟以上兩者均已與大陸相連，失其本來之形態。孤立於長江口，而現在之崇明島猶爲有史時代以後所沖積而成，故尙保持其三角形之狀態。至珠江自東西北三江會流以後，又復分支入海，介於其間者，卽爲珠江三角洲其形正類如尼羅河口。

若在沉降海岸而潮流沖擊強烈之處，雖亦有三角洲之發生，而要以河口或喇叭狀形成外開之灣形爲多，是謂之河口灣 (estuary) 或稱三角江。如南美亞馬遜河口及英法海岸各河口均見之，而我國杭州灣亦其一也。

二、河口洲之大小及伸展速度 河口洲漸次伸展於海中之速度亦有可以測得者。如意大利北部波河沿岸之亞得里亞 (Adria) 市，本爲千八百年前羅馬時代之海港，今其地已在離河口遠達二二·五公里之處，由是推知河口洲之進出平均一年當爲十三公尺。他如尼羅河某處一年爲二四公尺，密西西比河爲一〇四公尺，羅尼河爲一六公尺均是。又若長江現時水流與沉積之速率估計之，據海定施丹 (H. von Heidenstam) 氏之說，每歷六十年約向外伸展一英里。丁文江氏更就濱海各縣成立之沿革，細爲推測，亦得每六十九年伸展一英里之證。華斯而談，今江陰離海爲

八十英里，五千年前必爲海岸無疑。即今之崇明島，在唐時猶不過一小沙洲，今亦成長百二十里，廣十五里，以至二十五里，面積二千方里之大島矣。至此種河口洲之伸展則猶不外爲上流雨擊之上湖，與河長之增大二種原因。

三角洲之大小概因河而大有差別。如尼羅河三角洲之面積，爲二萬二平方公里。其厚在薩岡格地方爲百餘公尺。密西西比河之三角洲，廣及三萬九千方公里，其厚在細奧爾良地方達三百餘公尺。至我黃河三角洲前部離海凡五百公里，海岸線長約及六百五十公里，尤爲著稱。

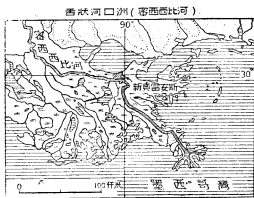
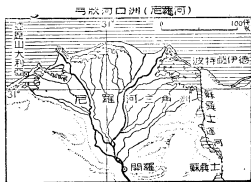
三河、口洲之特質 河川由出海所成之三角洲，與彼由山地流出平野之河川所成之扇狀地，兩者種類相同，故其性質亦頗有相似之處，雖然，亦有大相差異者在。此由於其生成之所在，一方出諸水中，他方則始於地上，兩者有此差別之故。

(1) 凡三角洲之表面概極爲平坦，祇其前端水中部分傾斜較爲急陡。(常達三〇度以至三五度) 此乃靜水中沉澱，當然之結果，故與砂礫之自然休止角相接近。

(2) 若挖掘三角洲之內部，而視察礫石泥砂等之層次，當如第三三圖所示而呈交互重疊

(一其)相種種之洲河口河 圖二三第

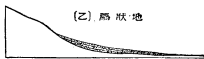
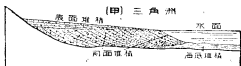
之形狀。此因各種砂粒隨增水時與平水時及減水時之運搬力而異其沉澱之故。其中要以泥土為波浪湖水所搬運為最遠，而擴布於河口之遠方。



角洲即爲絕好之模範。
 (3) 若河口洲得任其自由發達，則其形狀當與扇狀地相同而成三角形，如尼羅河口之三

造構之洲角三 圖三三第

(異差之地狀扇與)



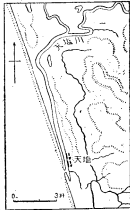
(二其)相種種之洲口河 圖四三第

大略河口到(太白河)



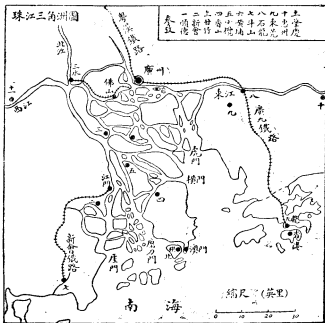
大略勢流之流河
 中海於出流以得
 者方地當相

沿岸洲帶(天塔川)



或派海受流河
 力勢之流海沿
 者制所

(三共)相種種之洲河口 圖五三第



川狀網之洲角三江線

然在實際上，河口洲每因種種障礙而大變其形狀。例如（A）海灣或湖岸爲山脈所包圍，若其所生成之河口洲得以充分發達，其形狀亦必受所範圍（B）若海浪或沿岸流僅由某一方向而來，則其處所生成之河口洲以至河流自身當然亦偏曲於某一方面（C）或因河流受外海波浪與沿岸流強度之沖擊故其形相亦有種如第三四圖是。

（4）河口洲內之河脈常分歧爲若干之支流（distributaries）甚至縱橫如網，形成所謂網狀川（braided stream）者，要最易於引起洪水之災害，如珠江三角洲卽其適例（第三五圖）。

第七節 河道之曲折

一、河道之曲折與延長率 河道曲折（windings or Meanders）爲河川中流以下之一大特色，而尤以下流爲甚。

（註）Meander 本爲小亞細亞一小河之名稱，因其河道曲折之現象最著，故卽用爲表示一般河道曲折之通稱。

欲表示河谷中河川曲折之程度，可以取河道曲折實際之長與河谷固有之長，由兩者之差，而

以谷長除之即得，是謂之延長率 (Spezifische Lantentwicklung)。據布哈南 (Buchanan J. Y.) 氏由考察以下各河所得之延長率如次。

河名	密西西比	萊	因多	關太	班士	耶	河
延長率	0.72	1.00	1.00	0.68	0.7		

若地面傾斜全部均衡，地質亦同，則河水貫流當循最大傾斜而成直線形之流路，維按之實鑿，河川固盡屬蜿蜒曲折者，此其故，當然由於原始河道面之凹凸不正，地質之不均一，河岸之崩落，及支流之注入，凡此固均足以爲水流之障礙而破壞兩岸之均齊。此外如培亞 (Baer K. E.) 氏初由西伯利亞諸河考測所得，而知因地球自轉所生之偏向力亦爲河流曲折之一種動因。

惟本於此等外部原因河川一度曲折以後而發達之原動力，却爲河水自身之作用。特以側方洗掘 (Lateral corrosion) 足以推進其彎曲之程度，同時亦即增加其左右順次交互之次數。

二、河道彎曲之發達與移動 上流溪谷之曲折，主決於岩磐之地質構造而形成破線之形態。

惟中流以下氾濫平原內之彎曲，則主由於流水自身之作用，而呈極圓滑之形狀。茲說明其所以然之原因。

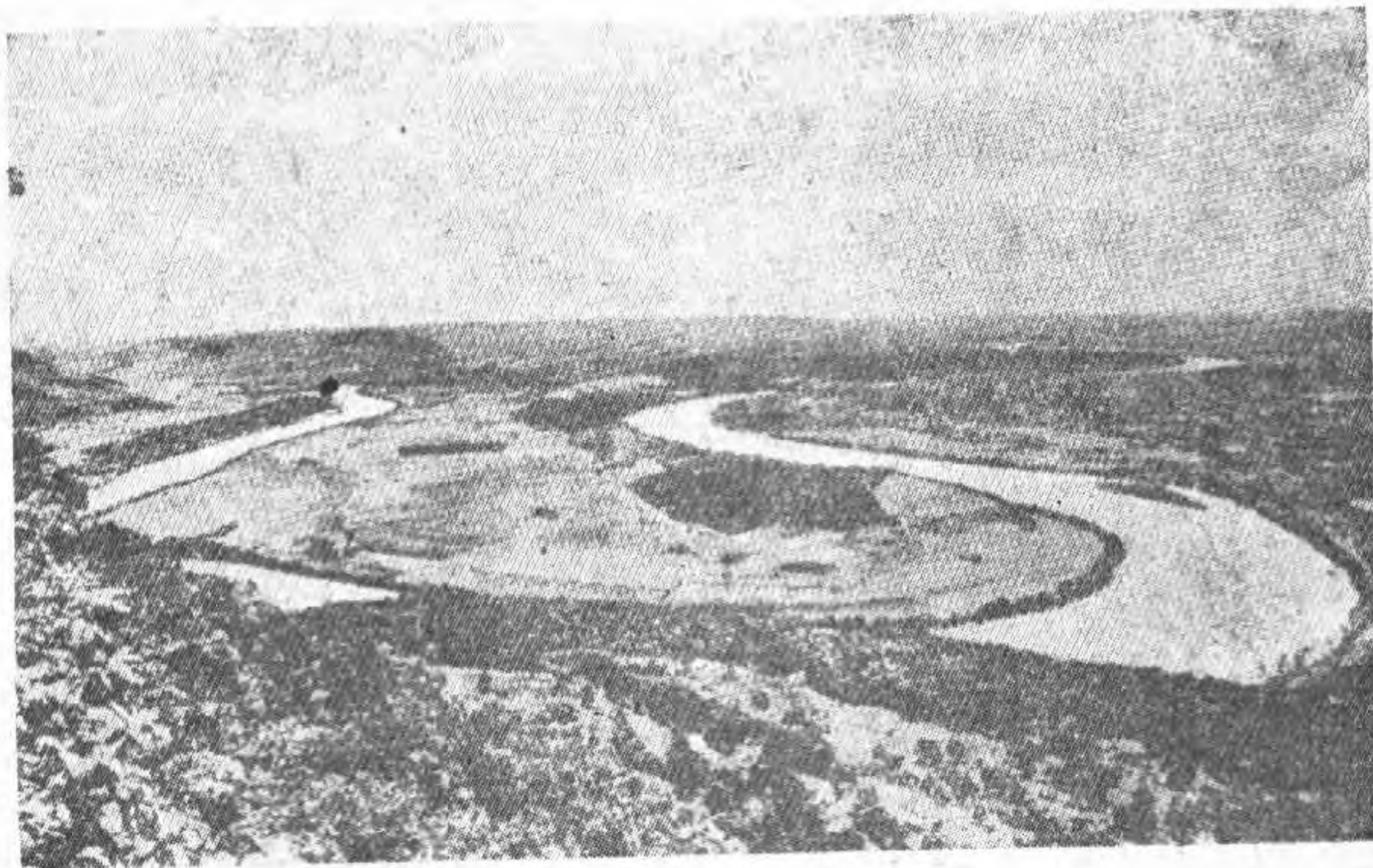
即河流之一部每因某種外部原因而見多少之彎曲。在此彎曲部分，本於流水之惰力。概向凹岸（由河中所見之凹處）衝突，因而反對於稍下流處之對岸，亦成沖擊之傾向。此方面水流沖擊，流速最大，河岸當然因受強烈之洗掘，遂致崩落而後退。從之，初成之彎曲凹岸，固愈益凹進，即下流處亦別成凹岸，而現出第二之彎曲。故如此河流對於凹岸方面之側方洗掘，實為促進河道彎曲之積極的主因。然若僅此而使河幅增高，流速減低，則其洗掘究亦不得有充分之進展。

惟按之實際，凹岸方面受流水之洗掘，同時凸側方面則見土砂之堆積。此因凸岸之下，恰當流蔭之所，流速較為緩和之故。卒之，因此凸側方面之堆積，得保側方洗掘之效果，而完成河道之彎曲。故由此河道之曲折致一方河岸受流水之浸蝕而崩壞，他側則因砂礫之堆積，不絕製造河灘，其結果，河道遂逐漸變換其原來之位置，是謂之河川之移動 (migration)

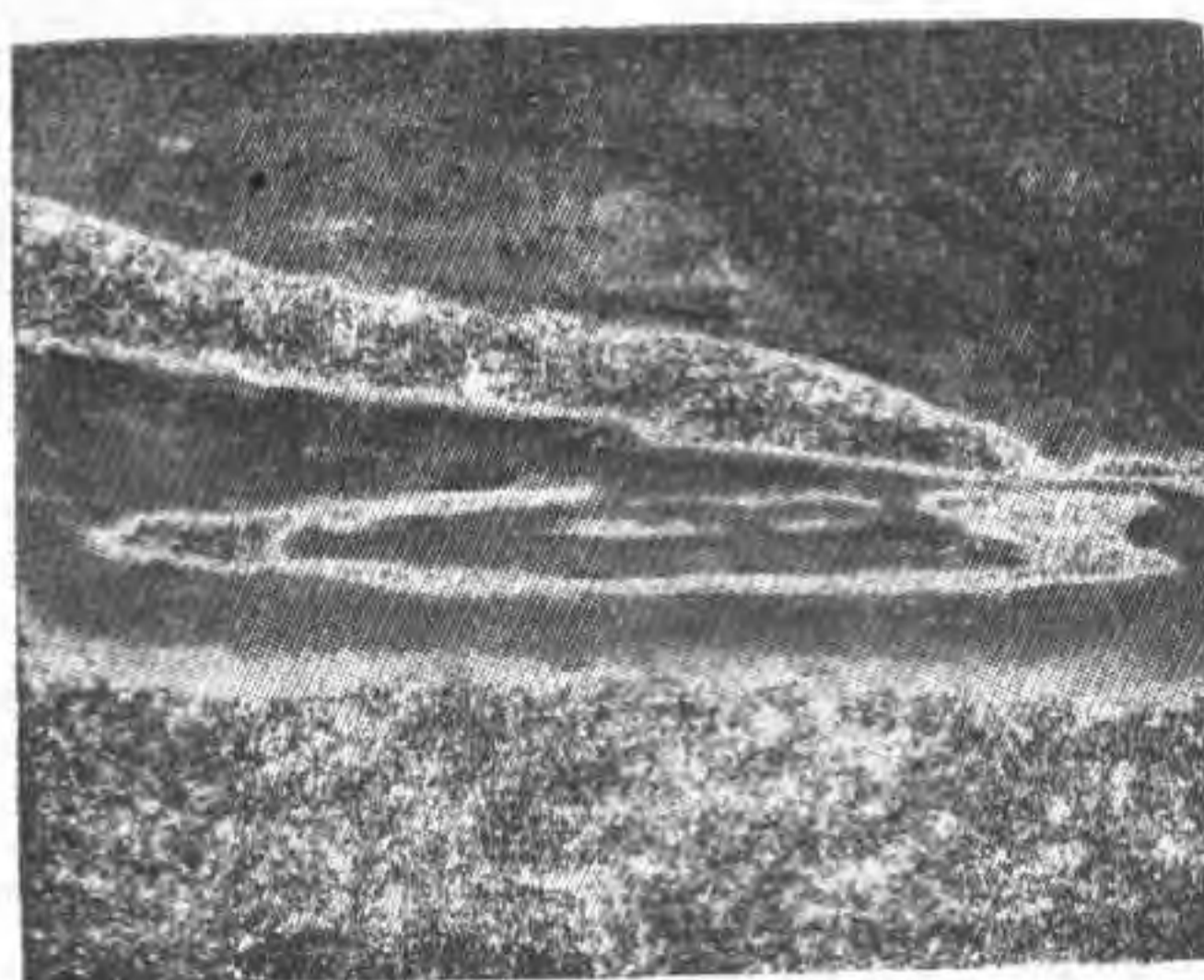
若彎曲極甚，則終始兩部分將愈形接近，一旦洪水暴發頸部切斷，河道直行，舊時之彎曲部至

折曲之道河 圖六三第

(河西納司國美)



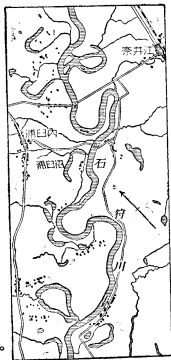
湖月日三之克狄克涅康國美 圖七三第



亦多見之。第三八圖則為日本石狩川所見之三日月湖。

是乃變為三日
 月形之水溜。是
 謂之三日月湖，
 (譯者按意謂
 湖形彎曲如廢
 歷初三之月)
 或稱牛軛湖
 (Ox-bow)密
 西西比河畔其
 例甚多。我國兩
 湖間長江沿岸

湖月日三之川狩石木日 圖八三第



即為趨向曲部而移變之真直部分。此中間部分謂之轉向部 (Ubergang)。

彎曲部與轉向部之特徵如次。

- (1) 普通彎曲部多為深淵，轉向部則水淺而成灘。
- (2) 彎曲部之深處，概偏於凹岸方面，而凸岸側淺，河床之橫斷形狀則成爲不等邊三角狀。凹岸方面不特因流水沖擊，河岸爲所洗掘而崩壞，且水流會集，水勢最強，水面增高至沿岸而生下降流。故河底亦因之掘鑿而愈深。如第三九圖即爲放置彩色砂粒於河底或側壁而注視河水

三、谷線與
流心線 若河
之彎曲，不僅一
處，而成左右交
互之形態者，則
在兩者之間，

流向實驗之結果。

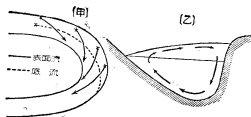
彎曲之程度愈甚，其作用亦愈強，而凹岸之傾斜亦愈急，以至與河岸物質之休止角 (angle of repose) 成相當之程度。例如粘土質砂岸變成鉛直狀之絕壁，礫岸則成四十度以至五十度之傾斜。反之，凸岸方面，因流勢弱，砂礫堆積，河水自淺，致形成連續之河灘。

連接沿河各斷面中水深最大之點之曲線，謂之谷線 (Talweg)，而流速最大之點，相連結之線則，謂之流心線 (Zentralstrich)。通常兩者殆相一致，惟當彎曲之凹岸形成絕壁之處，或在洪水時期流心線即稍離谷線而移向河之中央方面。

(3) 轉向部谷線連續之形態有三。

(甲) 正常轉向 (Normaler U.) 即上下兩彎曲部之谷線相連續者，其水流最有秩序。

向流之部曲彎 圖九三第



(乙)不整合轉向 (Verschobener U.) 卽上下谷線不相連續，而完全各別絕斷者，則水流亦卽在此急變其流向，而成斜行。河流之表層與下層亦見大差，最不利於舟行。

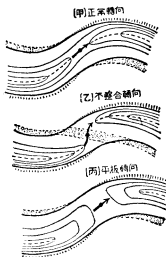
(丙)平板轉向 (Platter U.) 卽轉向部附近之淺灘，幾全部形成深度相等之淺台地，更不見有所謂中心之谷線或流心線。

(四)福爾格法則 水深及傾斜

等與彎曲程度卽曲率之關係，據福爾格 (Furgine) 氏研究之結果可得以下之法則。

(1) 谷線中之最深點約位於離最急曲率點河幅二倍之下流。又其最淺點則位於離曲率轉向點，約略同量之下流。

第四〇圖 轉向部之三種



(2) 谷線之最大深度隨曲率愈大而愈增。

(3) 谷線之平均水深隨其平均曲率而有增減。

例如，依奧爾那姆 (Ornum) 氏所研究若以 h 為平均水深 (公尺) C 為平均曲率 (十公里) 則兩者之關係當為

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

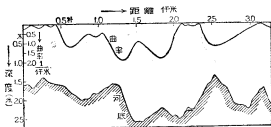
(4) 曲率若為連續的變化，則谷線之深亦成連續的逐漸變化。即曲率之變化，係與谷線上河底之昇降相對照。

如第四一圖即其一例。

(5) 欲使谷線具有良好之深度，必須彎曲部具有適當之長度若彎曲部失之過長或過短，則所成者較淺。

例如福爾格氏測定法國嘎倫 (Garonne) 河之彎曲部為一·三二公里，德國厄爾伯河為一·四公里，均稱適合。此雖因河而不同，要以當河幅之一〇倍以至一二倍者為良好。

圖一四第 曲率與水深之相對照



(6) 低水時之水面傾斜，若曲率愈增則愈減，反之，曲率愈減，則愈增。

(7) 低水時之橫斷面積，若水量同一，則其大小當隨曲率之大小而定。

當洪水氾濫時，無論彎曲部與直線部均併成一連之水面，是時曲率既無大小，隨之，水面傾斜以至其橫斷面積亦即無顯明之變化。

再則以上(7)項，若與(2)(3)二項互相參證，當可知「流速隨曲率愈大而愈緩和」之關係。

第八節 氾濫平原

一、氾濫平原之擴大 前謂氾濫平原之存在，乃中流以下顯著特徵之一種，惟洪水氾濫未必

即被及於氾濫平原之全部，誠如此者亦不過少數而已。即唯山地中狹窄之氾濫平原，洪水時，河水每直達山麓之高處，洗崩兩岸而擴大其氾濫之區域。

及至中流，其勢直下，氾濫平原頗廣，即浩大之洪水亦不至互及平原之全體。然則彼洪水所不及之遠處，如今日氾濫平原者又何得擴大而形成之乎？

此其主要之原因，當由於河道之曲折，河川自身既隨之而移動其位置，致浸蝕與堆積之作用，得以遍及於廣大之區域。若無河道之移動而單有側方之洗掘，究不能形成彼足以包容大平原之U字河谷。如我國黃河中流以下氾濫平原之形成，與其單謂為黃河洪水氾濫之結果，無寧謂為黃河歷來多次改道所形成。

二、氾濫平野之堆積——自然堤防 氾濫平原之地質，在中流部之上端，亦每有在岩磐之上直接為若干砂礫所掩覆者，惟大抵均以由高厚沉澱物之地層而成者為普通。

氾濫平原上土砂堆積所以特多者，蓋由於洪水時溢出於河岸之濁水，以（A）水深突減，（B）沿岸地方草木繁茂，致妨礙其流路，流勢因而大為減退之故。更以（C）沿岸地方滲透性強，彼遠離

河岸而氾濫之河水，隨處滲溢其地下，因水量之減少，遂促進土砂之沉澱。是故氾濫平原每因洪水而逐漸增高。如尼羅河泥沙沉積之量，每百年約有十數公分之比例見稱。

其次，可與此堆積之現象聯帶研究者，當為自然堤防問題。即如前面第二〇圖所示U字狀河谷中，或有自然堤防，或無自然堤防。如甲圖即無自然堤防，此因其氾濫平野過狹，致洪水常直達於山麓，且因接受來自山麓風化物質多量之供給，或以谷底屬不透水性之粘土與岩盤，致無以減少氾濫之河水，土砂之沉澱亦即因之較少，遂成斯形。反之如同圖乙，即有自然堤防，此由於氾濫平原在先即有一部分不受洪水之浸，及特以地質富於滲透性者，此為最習見之形態。

三、河底之堆積上昇 自然堤防生成時，大抵河底自身亦行堆積，而漸次不絕增高者為多。若河底愈高，則增水時氾濫亦愈易，而自然堤防亦愈發達。其尤甚者，沿岸平地且遙比河底為低，自然堤防外側地方常見有因排水不良而富於沼澤之卑濕地者，即由此故。

顧如以前所言，流底非因河水自身不絕浸蝕而下掘乎？今則反謂由堆積而增高，是誠不可思議之事。茲不可以不說明。

其原因如次。

(1) 由於上流小支流網之發達者 河川初成，支流極少，及以後流域漸次擴張，上流山地發生多數之小支流，山地因受無數小河谷之剝削，致激增其挾持土砂之面積，於是本流所運搬之物質亦隨之增加，此即為河底泥沙堆積之原因。

(2) 由於河口洲之發達者 河口長成三角洲，則由此以下已化為傾斜極緩之新陸地，即原來河川部分，其流勢亦大受阻礙，因之有如傾斜和緩之處而起堆積之現象。

以上二者大抵為河川共同普遍之原因，此外尚有為某種河川所特具之原因在，要之，有如下次之三項。

(3) 由於陸地之隆起或傾動者 或因遠淺海岸隆起，於原來河口長成傾斜緩長之平地，或因地盤向上流方面傾動 (Tilt) 則河底之傾斜當然減落，而流速亦必因之和緩，於是堆積乃起。

(4) 由於氣候之變化者 若遇氣候比先時多雨，則雨蝕加甚，而土砂運搬亦因之激增。

激增。
(5) 由於水源地森林之濫伐者 若濫伐上流地方之森林而成禿山，則土砂之流出亦見

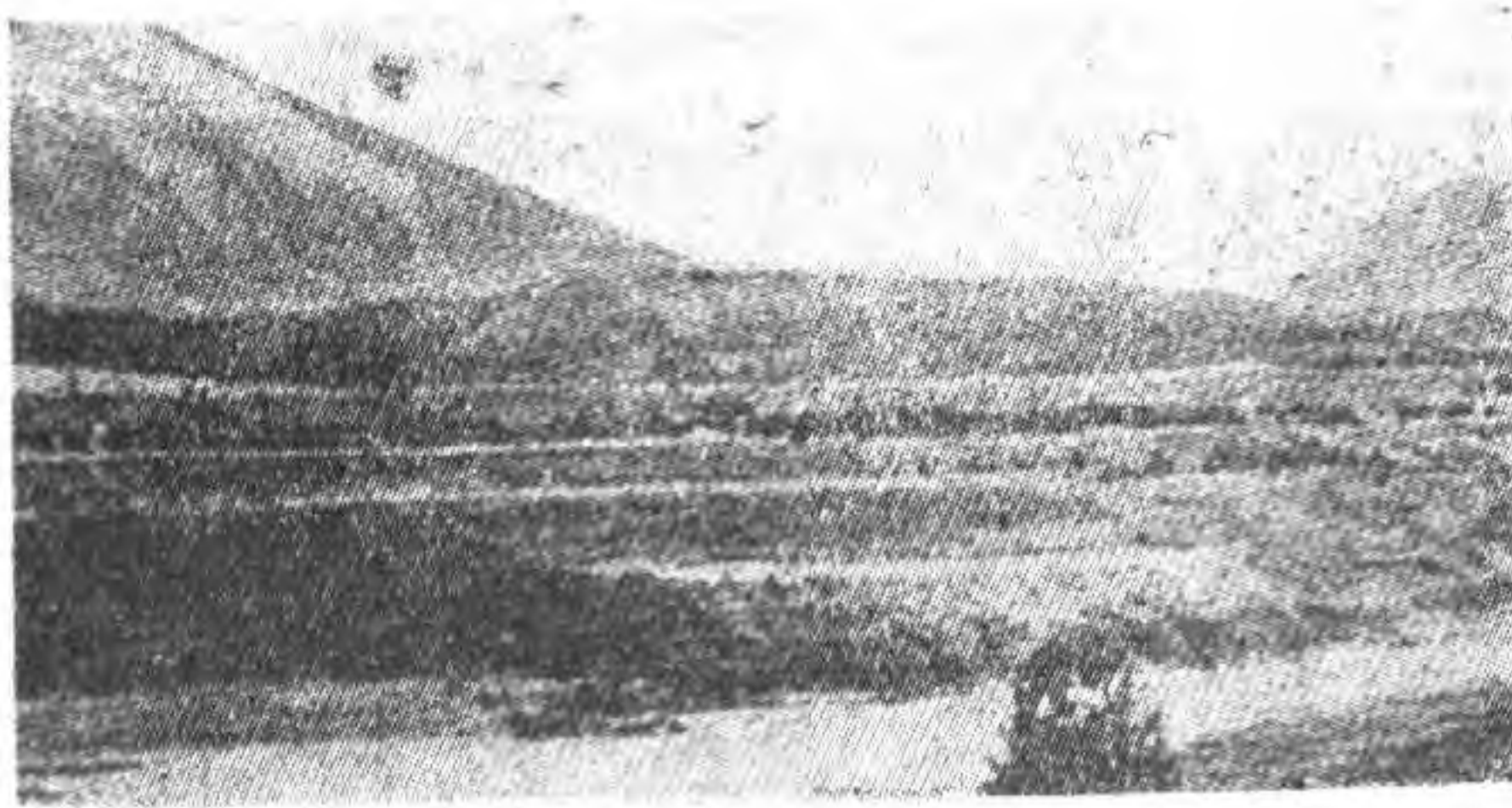
第九節 河成段丘

一、河成段丘之性質 沿河岸之一側或兩側，往往見有細長形如平棚略高之地面，或二段，或三段，上下相次者，是謂河成段丘 (river terrace)。(第四二圖)

段丘有由土砂礫石所造成之沖積段丘 (alluvial terrace)，亦有由岩盤所造成之岩石段丘 (rock terrace)，惟岩石段丘則極少，而兩者要皆為河底未低落至現在之位置以前氾濫平原之一部，故橫方與縱方皆有多少之傾斜。

河成段丘之實例，其小者凡河川兩岸均可見之，大者則以阿

(大那加) 丘段 圖二四第



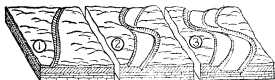
爾卑斯山東部或比利尼斯山西部諸河口之成三段形，及來因河下流之成四段形者爲較發達，而

我國黃河下流沿岸地方亦可見之。

二、段丘之生成 段丘所以生成，係由於河川演進歷史中，其河底之浸蝕，有激烈時期與緩和時期之分別之故。當河川之演進已近於平衡狀態，河底之浸蝕停止，單呈側方浸蝕而生成氾濫平原，此時忽因某種情形之變化，河底之浸蝕再度展開，段丘即由此而生。蓋其時河川對於河底急行下掘，至數公尺以至數十公尺之深，待河流再恢復其平衡狀態，河底之掘鑿亦復停止。惟側方則因河道之曲折移動仍繼續浸蝕，而形成一段較低之新氾濫平原。此時其所殘留之舊氾濫平原即位於上層而成段丘。（第四三圖）

類此浸蝕一緩一急數次反復之後，幾段相次之段丘即應之而成。其橫斷面當如第四四圖（甲）。又若急浸蝕之後，挾之以堆積時期，則其

第四三圖 段丘生成之順序



橫斷面有如同圖乙。

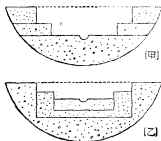
三段丘成立事態之變化 段丘之生成，既在河谷形成平衡狀態之後，而以具有足以引起再度急浸蝕使水面顯然低落之事態之變化為必要。此類事態之變化主要者有四。

(1) 水量之激減 由地質學上而確知長年月之間每有氣候之變化。是故若原來雨量多而蒸發少氣候潤濕之處，忽變為少雨之乾燥氣候，必也引起水量之大減少。又流域爭奪之結果，失敗方面之河川，亦可引起水量減少之現象。

水量激減不僅直接使水面低下，且以其所浸蝕之區域較原來狹小之故，其殘留之部分遂高起而成段丘。

(2) 運搬土砂之激減 河川土砂多時為堆積，若土砂頓

第四四圖 段丘橫斷面之構造



然減少，則堆積亦必全然停止，而僅見浸蝕之現象。此亦為段丘成立之機緣。至其運搬土砂之所以激減者，其原因又有種種。即(A)氣候變化，降雨著形減少者；(B)氣候變化，冰河地方天氣變

暖，冰河溶化者，(C)氣候即不變化，而因上流地之表土軟弱，下層岩石堅硬，今其軟弱之表層已全部剝削以去，而堅硬之岩盤露於面上者。

(3)河底傾斜之增大 若陸地隆起，或向海洋方面傾動，則河底傾斜增大，流勢加速，浸蝕亦愈急烈。

(4)浸蝕基準面之低落 凡河川之注入湖沼者，概以湖面為一時的基準面，並應之而形，成其傾斜之狀態。若以後湖之出口因漸受洗掘而低下，隨之湖面亦大形低落，則延長之結果，必使入湖河川之浸蝕再度展開。又流入大河之支流，其情形亦正同。此因本流之河底概比彎曲部之直道遠為低落，故支流之洗掘亦當再度激增。

第二篇 河谷發生論

第一章 河谷之發生

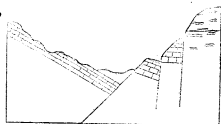
第一節 河谷之成因

關於河谷之成因，向有多說，說各一理，茲綜合諸說而調和之，當得見其真理之所在。

一、構造谷 谷之成立，要以地殼表面之裂縫或褶曲等地質上之構造為始因，此類之谷，即稱構造谷 (tectonic valley)。惟其中尚有如次種種原因可考。

(1) 斷層谷 基於地殼之裂縫或斷層線所成之谷，謂之斷層谷 (fault valley)。

如第四五圖，斷層地方不特因岩層參差形成凹處，且當斷層活動時，因摩擦而破碎之弱岩層亦挾處於其間，此在河谷之成立上當然最為適合。因之，即流於他處之河川，偶然觸及此凹處，亦漸次改變其方向，而完全落着於此凹線之中。



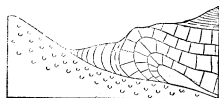
斷層谷大抵真直，而曲者少，且其流向概與其附近之大山脈相平行，左右兩岸之岩質亦多差異。如山西汾水介於霍山與賀蘭山之間，兩岸高峙，一谷中隔，即為斷層河谷。

(2) 褶曲谷 地殼褶曲，一方造成山脈，同時低處則成河谷而河道之形成亦易。是謂之褶曲谷 (fold valley)。凡大陸上之大河概屬之。如長江、湄公河、伊拉瓦底江諸河上流部分均發生於喜馬拉亞山脈東部之褶曲谷是。

(3) 分界谷 雁斯蒙特 (Jasmond) 氏謂凡在其他山脈之山麓，出現新成之噴出岩山體，則其間所形成之凹地，亦即為河谷發生之原因（第四六圖。）是謂分界谷 (Scheidetal)。如多腦河上流是。

二、冰蝕谷 冰河時代冰河之通路所造成之深溝亦為現在河道發生之原因。歐洲北部其例甚多。

谷界分 圖六四第



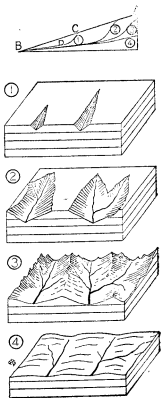
則爲傾斜最急之處，水勢最急，浸蝕亦最烈。是爲河之上流，或稱山之區域，上述之 D B 部分則爲中流部，或稱谷之區域，又自 C 以上之 A C 之間，因僅感受風化與雨蝕之作用，殆保持原來之形狀，故河谷尙未生成。

三、浸蝕谷 原來之凹處並不長，惟因流水自身之浸蝕作用，使之

形成以下種種差別形狀之河谷者，是謂之浸蝕谷 (Erosion Valley)。

如第四七圖上圖，A B 爲未受浸蝕之傾斜地，茲假定其地質與傾斜均屬同一，則因雨水下注，各處之流水均集於雨溝，而多水量之水脈亦卽由以漸次形成。此時流水之浸蝕，當然始於水量最多流速亦最速之山麓地方，而先由此處穿成深刻之水溝。(同圖(1)) 於是此水脈所在之處，不久卽形成曲線形之縱斷面，如同圖之 A C D B 線。由圖得知自 D 以下傾斜著形減少，流速緩和，故河底之浸蝕亦遲遲不進。惟此時對於側方之浸蝕則加甚，尤以洪水時河幅大見擴大。反之，C D 部分，

達發之蝕沒 圖七四第



若更經年累月，浸蝕進行，乃順次而成第四七圖(2)(3)(4)各種之形狀。河谷之山間區域，一方深刻其底，同時亦逐漸後退而增進河之長度。谷之區域一方漸次延長，而其最下之若干部分却見堆積之狀態，卒之，形成所謂下流區域。即相鄰河谷與河谷間之土地亦發生多數之支流，地面至是亦幾失去其原形而化為浸蝕形。(第四七圖(3))

待河谷直達山頂，山勢愈低，遂至原來之山頂與低地相等，而化為一帶平調之土地。(第四

七圖(4)如此凹凸極少，幾類平原之陸地，謂之準平原(Peneplain)

第二節 谷之分類

一、谷之分類本於成因者 谷之成因及本於此等成因所形成河谷之種類，已如前節所述，此外尚有本於以次各種見地所分別之河谷之種類。

二、谷之分類本於谷之方向與地層之走向者 河谷由其對於地層走向所取之方向，可分為縱谷、橫谷、斜谷三種。

(1) 縱谷 (longitudinal valley) 此為與地層走向相平行之谷。細分之，又有三種。

(甲) 向斜谷 流於向斜層之間者

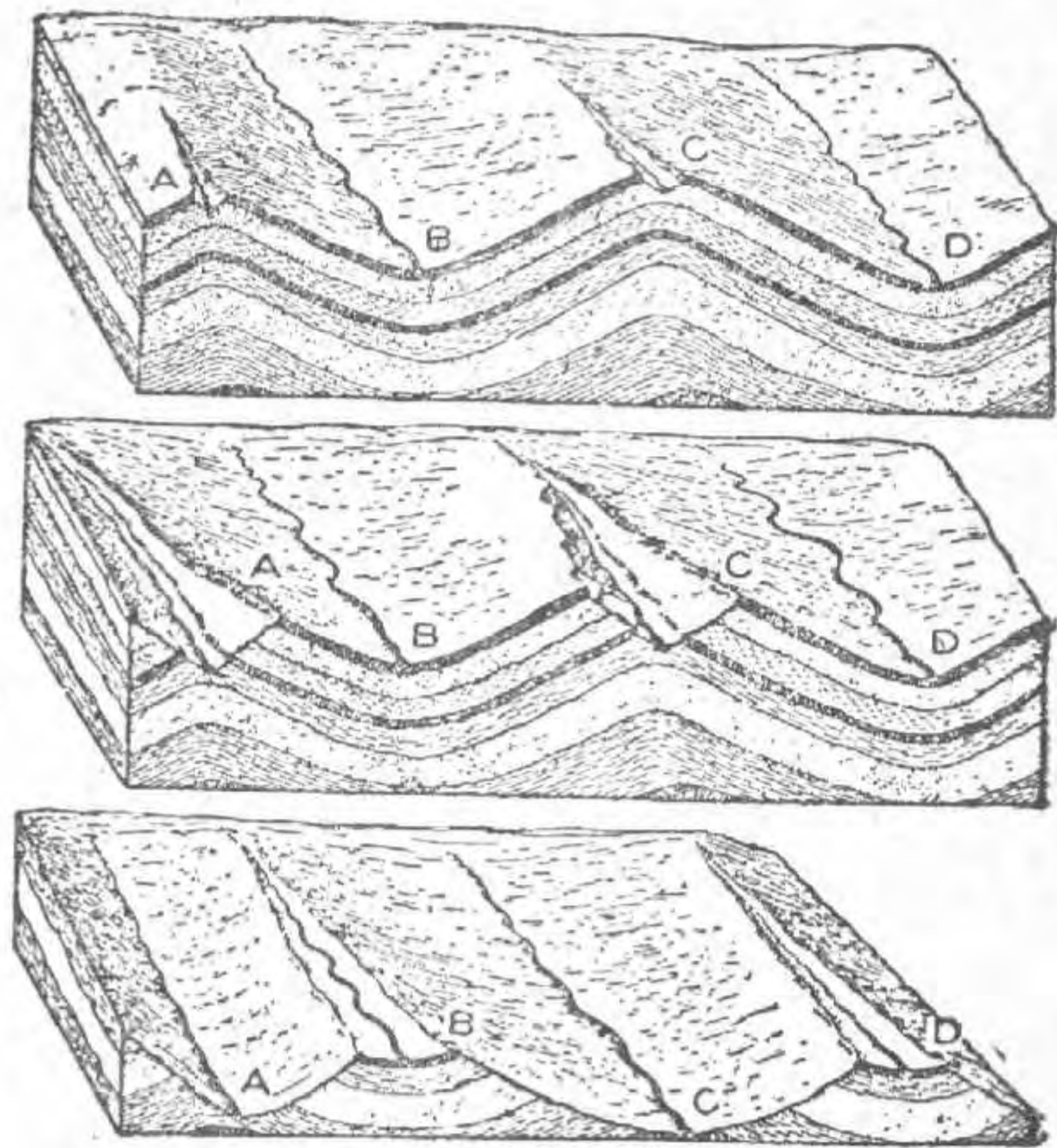
(乙) 背斜谷 流於背斜層之上者

(丙) 同斜谷 流於單傾向一方之地層上者

(2) 橫谷 (Transverse valley) 此為略與地層走向成直角之谷。其實通山脈者，特稱

貫通谷 (Durchbruchstal)

(C.A.)谷斜背與(D.B.)谷斜向 圖八四第
達發其及



地層走向相斜交之角。

(3) 斜谷 (oblique valley) 此為與

以上所言背斜谷，固應位於褶曲山脈之山頂地方，而今却形成低下之河谷，此乃由於褶曲過甚之背斜部，因受過度之歪力而致衰弱，且其所風化雨蝕水蝕等之浸蝕亦最為激烈之故。(第四八圖)

又貫通谷常有橫斷比自身水源地更高之山脈者。此為關於谷之成因上最可研究之問題。以前曾有將貫通谷悉歸屬於斷層谷類，今則以為未必皆然，而知浸蝕谷之中亦得有貫通谷。其理要本於梯茨 (Tietze) 所倡『現今之河谷，一般比山脈為古』之原則。此即謂現在河谷之幹線多成於其兩傍造山期以前，其後兩側山脈發生，而本

流之大勢則並無多大之變化，卽有若干之變化者，亦不過少數支流及其他部分而已。此造山期以前之河川卽謂之先行河 (antecedent river) 此原則爲現今一般學者所承認，本於此，則貫通谷亦爲浸蝕谷之一之理，可以說明。何則？因山脈之形成，極爲徐慢，其間已成之先行河，因欲保持固有之位置，當河床之地盤一遇隆起時，乃卽將其浸蝕掘鑿以去也。

三、谷之分類本於河谷之方向與地面傾斜之關係者。由河流對於流域地面一般的傾斜所取之方向而將河流分類，此在河流發達研究上亦頗有意義。茲參考大衛斯 (Davis) 氏及別說分別爲六種如次。

(1) 必從河 (Consequent River) 此爲流向與地面一般自然的傾斜相一致之河川，凡新陸面上所見原始之河川皆屬之，亦稱原生河。

(2) 斜行河 (Insequent R.) 此爲與一般傾斜方向成斜流之河川。

(3) 逆行河 (Obsequent R.) 此爲與一般傾斜方向相逆行之河川，第二次以上之支流或海岸地方之河川間有之。

(4)再從河(Resequent R.) 此爲以後再循傾斜之方向而流動之河川。

(5)後成河(Subsequent R.) 此爲因浸蝕之難易，順應土地之性質而流動之河川，其流向多循硬岩層之沿邊，故與原來之傾斜無關，第一次支流多屬之。

(6)繼承河(Superimposed R.) 此爲與地面一般傾斜及地質構造均無關係，而驟然不能發現其流向之根據之河川。(參照本篇第二章第五節)

以上(1)(2)兩項爲水之「就低」之特性上當然之河川，(3)以下則概由於地盤上種種事態而形成，當於次章說明之。

第二章 河川之發達

第一節 河川之老少與輪迴

一、河之老少 吾人嘗謂凡河川概可別爲上流、中流、下流三部分，而彼此大異其趣，實則河川自生之始，幾經年月，漸成古舊，其所生成之階段，亦正類此。當河生不久之間，全部殆屬以前所云上流部之姿態，隨處浸蝕，概無平衡狀態之所。是謂之少年 (Young) 之河川。及經相當年數，上、中、下流三部均見完成，中流部乃達於平衡狀態，是謂之壯年 (mature) 時代之河川。若時代更久，上流部之特色全然不見。河川全體概呈前述下流以至中流狀之相貌者，則謂之老年 (old) 之河川。

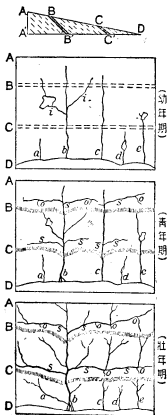
即同一河川亦可以同樣之語意稱之如上流部爲少年期，中流部爲壯年期，下流部爲老年期是。

河谷隨其發達而漸次增長，同時幅廣亦漸次增大。河之增長，由於 (A) 上流雨壑上溯，與 (B)

河口三角洲發展之故，幅之加廣，(A)在上流地方者，主由側壁之風化與雨蝕，(B)中流以下者，要由於河道隨曲折而移動之故。

二、河之輪迴 如上所述而知河川之由幼年期而生長，中經壯年期，至老年而凋落之命運，然其中每因地殼隆起等環境之變化，忽然返老還童，致再度浸蝕，而復返於少年或壯年之狀態，重入於新生命過程之中。此種河川再回復少年姿態之現象，謂之河之回春 (rejuvenescence) 少壯老三期反覆循環者，則謂之河之輪迴 (river cycle)。

第四圖 河系發展之遷



(幼年期)

(青年期)

(壯年期)

以下數節當就此輪迴各期中之變化作較詳之說明，且除河谷本身以外，對於流域一般之事項亦當述及之。就中尤以關於本篇第一章第一節所述流域地質均一時河谷之發達作約略之說明。蓋以此與河川發達之種種相對照，實最爲恰當。如第四九圖所示，卽爲地質均一地方河谷發達中途在海底隆起新陸地斜面上遇有硬岩層，B.B.'C.C.'之情形。

第二節 少年期

一、幼年期——必從河 新陸初現於海面，承受降雨時之情狀，卽爲幼年期 (Infancy stage)。此時有長短數支之小川隨陸面自然之傾斜而流動。卽最初之河川係全然本於地形之原傾斜而生成，對於地層如何，殆毫無關係，是卽以前所稱之必從河。此種河川約略成直線形，且略相平行（卽位於單向陸地一方面傾斜之斜面上）彼此獨立，故支流最少，是其特色。

（註）若陸面爲圓錐狀之山岳，則最初之河系又不成平行，而呈放射谷 (Radial valley) 之形狀。

且此時代之新陸面，當非完全類如幾何學上之所謂平面，自海底時代固已具有相當的自然

之凹凸。則其凹處因承貯雨水，當生成數多自然之湖沼池澤，此亦本時期中特徵之一。

二、青年期 自誕生當初少歷年月，而至青年期，其特色約有四項如次。

第一種特色為溪谷以至峽谷之出現。此時河口水量多，浸蝕最盛，溪谷亦即在此發現，而漸次移向於上流。峽谷既向上流後退，隨之河口方面之河幅亦漸增廣，而傾斜亦漸減，卒之，近於平衡狀態。

第二種特色為瀧之成立。地形固亦可以發生自然之原生瀧，而彼無原生瀧者，則每當峽谷後退至地層上有軟硬差別之處（第四九圖 B 及 C），瀑布即可於此出現而發達。

第三種特色為其漸次分出生長力之表現。惟此時一般支流概甚少，而以略成單一之直線狀者為多。

蓋本流之河谷洗掘既深，其兩側且受風化雨蝕之剝削，而形成傾向於河谷方面之斜面，則當然以其谷底為浸蝕之基準面，而其足以促成第一次支流之發生者，不過流向於此斜面上幾支小流而已。其狀殆有類於幼木之生小枝。至其支流所發生之處當然避去硬岩層而就彼浸蝕容易軟

弱地層之區域。

第四種特色爲自然湖沼殘留之多。

第三節 壯年期

一、本流河谷之特徵 至壯年期，上流溪谷愈益後退，以至於山頂；其占有河谷大部分之中流，則形成足以勝任運搬土砂爲度之緩傾斜，而近於所謂平衡狀態，澗亦由是消失。至於下流部分，則以河床過於低下，故堆積盛行，而漸次增高，氾濫平野與河口洲即由此造成，河道彎曲亦由此開始。

二、支流之發達——流域之爭奪 本流自身發達，同時支流亦愈多而愈長，所謂第二次以至第三次之支流亦由是發生。此時上流山地形成複雜細谷之集合體，浸蝕剝殆不能保持其原形，山頂銳狹，亦幾不留有平坦之平面。是時河系鬱然狀如巨木而見枝葉繁茂之姿態。

惟其程度亦非盡河而均同。在彼水源長遠之河川而流經於多雨地方者，其浸蝕最烈，支流

延長，流域之開拓亦最爲迅速，流域全部之低下亦最顯著。從之，其他小河之支流以至於本流，常爲所吸引致發生所謂流域之奪取 (Piracy)，而擴大其範圍者亦不在少。

此時惟河與河之間不受侵蝕，殘留於地面，而成山岳（參閱第四七圖）。又如第四九圖所示，當硬岩脈 B、C 之處亦每因侵蝕不易，致形成山脈之狀態。

吾人於此即可見種種不同之河川。如河川 b 及 c 之第一次支流。乃選取軟弱地層而發育者，故略與硬岩層 B、C 相平行，而與地盤一般之原傾斜則近於直角。此種以地質狀態爲主所成之河川，是卽所謂後成河之實例。

又如同圖所記。處之數支第二次支流，其流向恰與原傾斜相反對，是卽逆行河。又如同圖硬岩層 B、C 雖化成山脈，而因先行河中 b 水量豐富侵蝕力旺盛之故，仍得以穿鑿之而成流路，是卽所謂貫通河之例。惟此貫通硬岩部分之河幅却比上流爲狹窄而萎縮，是爲狹路 (narrow)。此時其他多數之必從河每奪取其上流部，而硬岩山脈部則僅留舊河道之遺跡，是謂之風裂口 (wind-gaps)。至本流則成爲近海岸之小川，以保持其餘命。尙有在海地方，當大河曲折移動之際，竟爲所

合併而化爲支流者，亦間有之。如第四九圖 a 是。

三、壯年期之特徵 壯年期之特徵甚少，約言之如下。

(1) 峽谷與瀧後退於上流部極少數處地方，河谷之大部分概成 U 形谷，氾濫區域亦由是成立。

(2) 河川大部分傾斜和緩，曲折亦由此始。

(3) 支流發達，分水線亦有判然之分別。

(4) 山地之浸蝕大進，川與川間之原形地由是消失，山峯挺秀，頂上無平坦之平面。

(5) 湖沼被埋以至完全消滅。

第四節 老年期

一、老年期之特徵——準平原 軟弱地層可以勿論，即硬岩層在非常長久之時間中，逐漸受河水之浸蝕，亦漸趨低落而與基準面相接近，致形成所謂準平原之形狀。此時代即謂之老年期。茲舉老年期之特徵如次。

(1) 河道曲折愈甚。

(2) 河谷傾斜更比壯年期和緩，水流亦愈遲慢。

(3) 化學侵蝕遠比機械侵蝕爲主要，運搬物中，溶解物亦比砂泥爲多。

(4) 流域全體成爲少高差之準平原形狀。

二、各期生成之長短 河谷輪迴各時期中要以少年期之生長爲最迅速，故其年數階段亦最短。壯年期乃近於所謂平衡狀態之時代，故遠比幼年期爲長久。至最後之老年期，因其變化最爲遲緩，河谷低下以至於最終之基準面，在理論上，固需無限之年數。

雖然，地球表面之變化，並非單由於河川侵蝕堆積之故，其他尚有種種活動之營力。彼入老年期之前或以後，河谷反老還童，而開始新輪迴者固多，現今地面上之河川大抵尙屬諸少年或壯年期，而河川全部屬於老年期者尙無，卽由此故。

第五節 河谷發達變化之原因

以上三節係就河谷發達程序之簡單便利一方面說明之，惟實際之河川固尚有因其他種種之原因而顯示與以上說明相異之變相者。本節當就此約略解釋之。

一、地質之影響 地質構造種類不同，故其影響亦異。今僅就地層之成水平層者爲例說明之。凡遇地層成水平層時，即與上述不同。幼年期峽谷之兩岸，不唯有岩段丘之形成，而灘之後退現象亦見於斯時；尤應注意者，乃其河道往往與地面之原傾斜無關，及與地質構造不相順應之點。其理由如次。

即地面每有古硬岩層之上爲新成之火山灰或水成岩等軟層所被覆之土地，此處乃形成，其流路與此上層之傾斜以至其地質之構造相應之河川及浸蝕漸次推進，河底屆至其下之硬地層，掘成與原來之河道相應之河谷後，上層全部乃剝削而去，河道遂與現在硬地層之傾斜以至地質之構造不復有何之等關係。如此單由承繼舊上層河道所成之河即稱繼承河 (superimposed dr.)。

二、陸地昇降之影響 可別爲三項說明之。

(1) 流域之一般的上昇，概發生於下流老成之河川。此時若(A)沿海本來深峻，則海岸出

於河水之上而成急傾斜。由是河川即突然返老還童，浸蝕始於河口而急行上溯，致呈上流和緩而下流反見溪谷瀑布之奇異的現象，或則於舊谷內掘成新谷而見段丘現象之形成。然若(B)沿海本來遠淺，則因陸地上昇，先時極平坦之海底河口，至是乃化為海岸平野，河流亦顯見延長，而河底之傾斜却反較以前更為和緩，如此，河川雖似返老還童，實則愈益老成，而增加其堆積。彼以前為獨立之二河，今在新成海岸平野內合流而為一河者，亦即由此而起。

(2) 若陸地為一般的沉降時，則形成所謂溺沒谷(drowned valley)。此時河谷之下部沉沒於海中而成灣，原來之支流則獨立而成單獨之河川。

(3) 陸地局部隆起，而向其周圍地方發生傾動者，如

(A) 若其隆起中心部恰當河道之途中，則其上流部之傾斜概形減少，甚至造成湖沼或逆行河，其洗掘力大者，則穿鑿其隆起部分而成貫通河。反之，雖隆起中心部之下流地方，其傾斜必增，而呈多少返老還童之現象。

(B) 若局部隆起之中心猶在河谷水源之內地，或因地盤之傾動，致河谷全體傾向海方

者，則浸蝕力當然增加，河川到處均見返老還童之現象。

(C) 又局部隆起之中心或在海底，或因地塊傾動，致河谷全體傾向內陸方面時，則河谷之傾斜減，浸蝕力亦弱，而衰老亦愈速，其甚者則成逆行河。

三、火山及地震之影響 火山地震等突發之事變，亦與河谷以種種之變化。

(1) 若熔岩流橫斷河谷，則流水為之堰止而成湖沼，水之出，則往往成瀑布。

(2) 或因熔岩下流河谷，或因火山灰砂降積，致河谷為所盡埋，河道亦因之呈顯著之變化，或則改走別途，或則完全消滅。

(3) 因地震斷層陷沒或地塊傾動等原因，而使河川之流向及發達之程度急變者亦有之。

四、氣候變化之影響 河谷生長中往往發生氣候上之變化。

(1) 或因氣候較前潤濕，則雨量增加，蒸發減少，遂致促進河之作用，而助長河谷之生長與發達。

(2) 或因氣候較前乾燥，則河川發達遲遲不進，甚至河水乾涸，谷底為風化所成或風力吹

來之土砂所埋覆，遂至完全消失其形狀。

(3) 或因氣候酷寒，冰河見於山中，則由其末端所流出之河水質多混濁之故，致增強河川之作用。若氣候再度復暖，冰河時代已去，則留存其遺跡於山間上流區而成U字河谷，末端則殘留所謂堆石而呈特殊之形相。