

## 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狀、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側のみが河道に向つて傾斜し、他側は河と反對方向に傾斜しそこ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、從て水量は少いが流勢は甚だ強く、間々急瀨や瀧をなし、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峻しい懸崖絶壁となつて迫り、峡谷を作ること屢とある。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狀に近い。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、又きつゝ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。

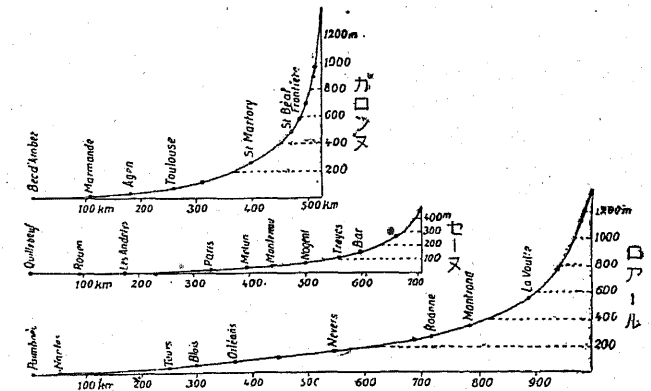
(3) 下流部は海に近い平野の區域(Plain district)で、河幅は最も廣く、勾配は最も緩かに水は悠悠として流れ、河底の浸蝕作用はなく、却て土砂を沈澱堆積するばかりになり、その爲に河底は寧ろ少しづつ高まる。ラプラタ河などは河床の高まる著しい例とせられる。洪水時には廣く沿岸平地に氾濫して其處にも泥土を散布する。流路は蛇のうねくる様に蜿蜒として數多の著しい彎曲をなし、下流部を特色づける。また流路は洪水によつて往々大變遷をなす。黄河下流は此の點でも最も著名である。

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

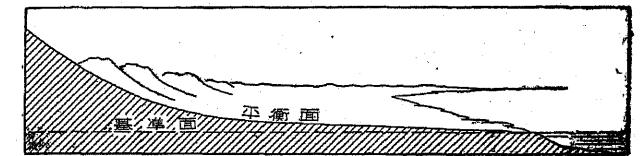
た大河といふものは割合に少く、石狩川、釧路川、北上川、信濃川、淀川、鴨綠江、大同江、漢江ぐらゐに過ぎぬ。その他は大抵上流と中流の状態だけあつて、下流の状態を缺いたものが多い。

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。



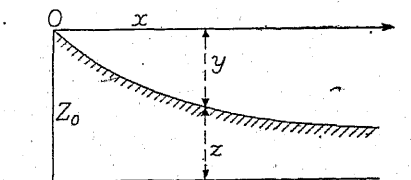
第100圖(a) 佛國諸川の縦斷形狀大觀



第100圖(b) 川の理想的縦斷形狀

(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

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(SHULTS)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



基準面 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

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

之をシュレージャー公式  $v = C \sqrt{aB \cdot dy/dx}$  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ッ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數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。尙ブツチンガー (J. PUTZINGER) 氏も別な方法で(1.2)式類似の結果を得て居る。

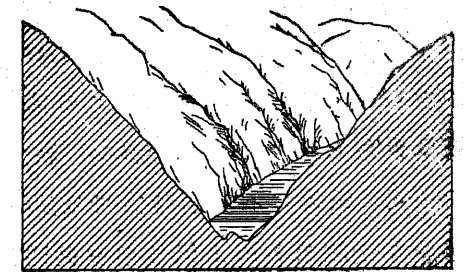
然し又一方でペンク氏はいふ。河道なるものは絶えず發達變化しつつあるのであるから、其の過程中には種々な性質の曲線となり、決して何曲線と決つた一種の數學的曲線で表はし得るものではないと。

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。

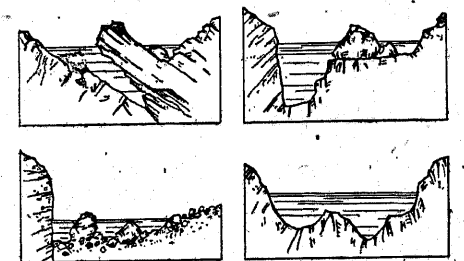
遷移點は若い川では無論元からあつた所謂原生的のものもあり得るが、多くは後に出来る。其の原因には

- (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節參照)。
- (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節參照)。



(乙) 谷底河床の不規則

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。

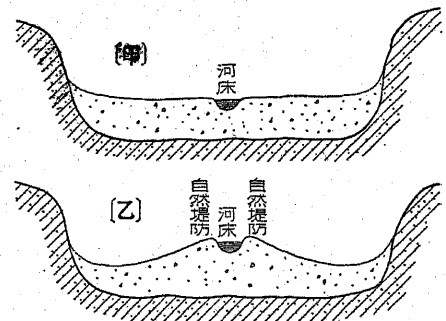
1. 上流山間部の溪谷全體の形は、

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 (別圖參照)。

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、其の斷面形狀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來、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、その岩質が柱狀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。尙ほそこ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、谷全體の横斷形狀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

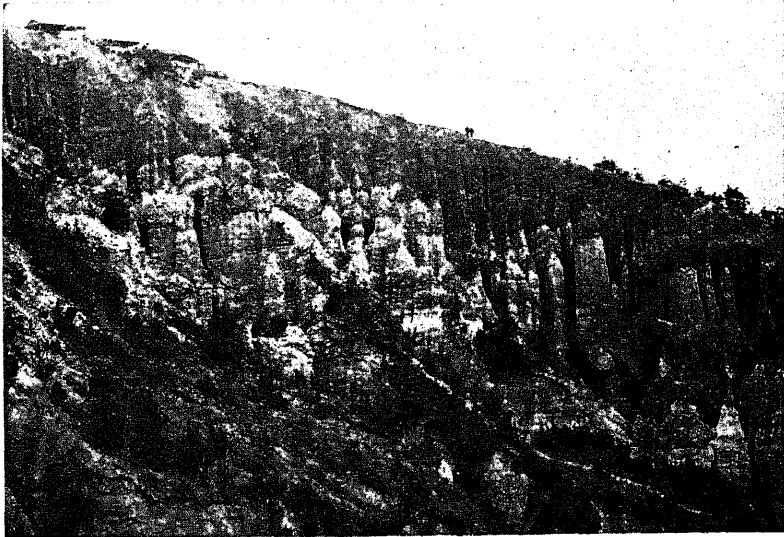
極めて小局部に局限され、谷底の殘部は洪水時のみ水が來る。此の部分を氾濫平野 (Flood plain) といふ。つまり水の流れる範圍が、平水時の低い河岸



第 103 圖 U 字谷の二種



徳島縣吉野川小歩危のV字谷

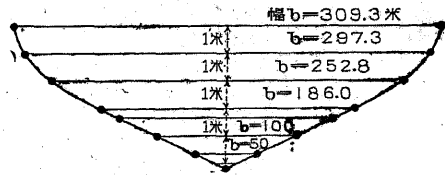


徳島縣阿波林村波濤ヶ嶽の土柱

(Bank) と洪水に對する高い谷岸と、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350 km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、 $A=c \cdot b \cdot d_{max}$



或は $\bar{d}=c \cdot d_{max}$ としたとき、cを斷面係數と 第104圖 ライン河中流の平均横斷面名づける。斷面が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350 kmの間10 km毎に斷面係數を求めると0.598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、雨水で起る珍ら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壑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斷崖の窪地を作り、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、其の高さ時に 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、完全な高い土柱とは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沈 (Landcreep, 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壞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。基岩盤の面が滑かて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頑張つて居れば、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になども、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

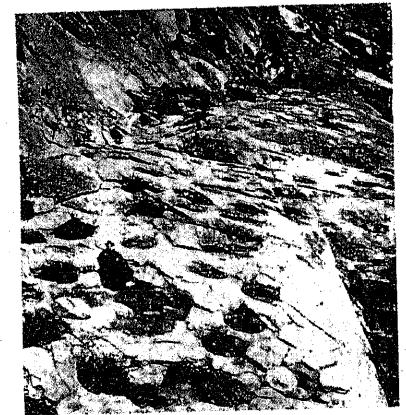
數の龜裂を増すからである。

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



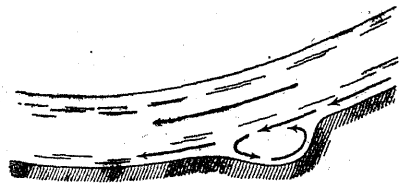
第106圖 花崗岩上の甌穴



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し、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、却つて後方へ掻戻すのである。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行けば、河底全體を滿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続的に種々の程度のもがあつて、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。

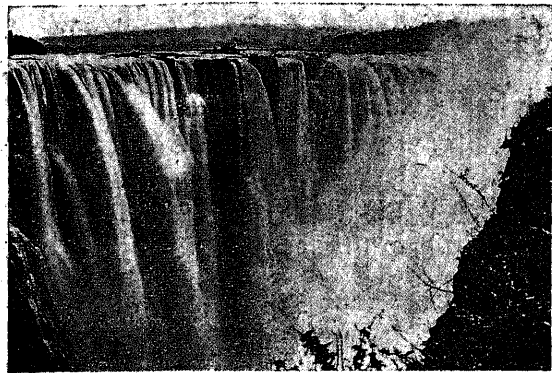


第108圖  
ナイアガラ瀧壺の渦巻き

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。

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。

ヴィクトリア瀧はアフリカの内部サンベヂ河の中流

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 | ニュージーランド | 580  | 三段合計                 |
| ガブールニ  | 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来て居る。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来ない。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、瀧が出来易い。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)。

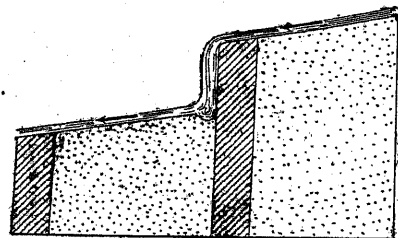
瀧にはナイアガラ以下此の型に屬するものが最も多いので、之を普通型とも**ナイアガラ型**(Niagara type)ともいひ、其の特色は瀧が次第に後退して永く同位置を保ち得ないことである。但し瀧の高さは後退と共に益々高くなる場合が多い。

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峡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。

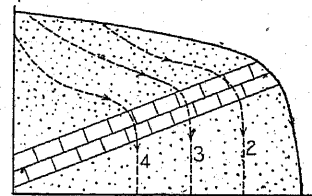
II. 垂直節理の發達せる岩盤上の瀧 地盤に硬軟の差はなくとも垂直な節理が發達して居る場合には、流水のため岩盤が次第に下流の方から

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瀧はかうして出来た高さ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水の

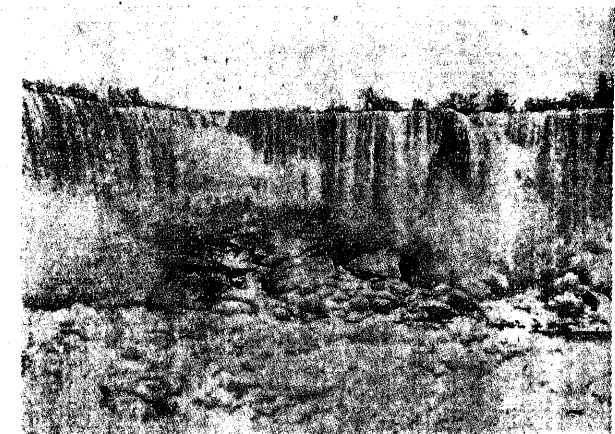
此の種の瀧の特徴は、殆んど後退の現象なく永く原位置(硬岩層の位置)に止ることである。但し硬岩層が削磨されるにつれ、それだけ瀧は低くなり、谷の壽命はどうしても後退するものよりは短い(第110圖)。日光華巖の瀧は大體此の型と見てよく、河谷を横ぎる熔岩層の下流軟弱層がひどく掘下げられたものである。米國ではYellowstone瀧が比較的弱い熔岩層の間に噴出した堅い熔岩脈の爲に出来て、此の種の瀧の適例とせられる。故に此の型を**エーロストン型**と稱して居る。

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割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で、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ゝ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3in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、テーラー (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數を推算し、北米の氷河時代の終期は今より約35000年以前だと論斷した。

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、其の谷の兩側の勾配は、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、谷は比較的淺く廣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、谷は比較的廣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 (Ragaz) 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。

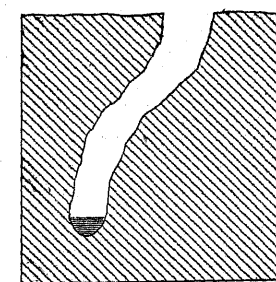
(1) 陸が高く、浸蝕基準面まで掘り下げの餘地が充分なること。

(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。

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



第113圖 コロラド大峽谷



(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ー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 30 km 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授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 300 m 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、天龍峽等は特に有名である。黒部川の絶壁は奥鐘山附近で 500 m もの高さがあり、河床の幅は下流の猿飛で 10 m 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の新時代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。

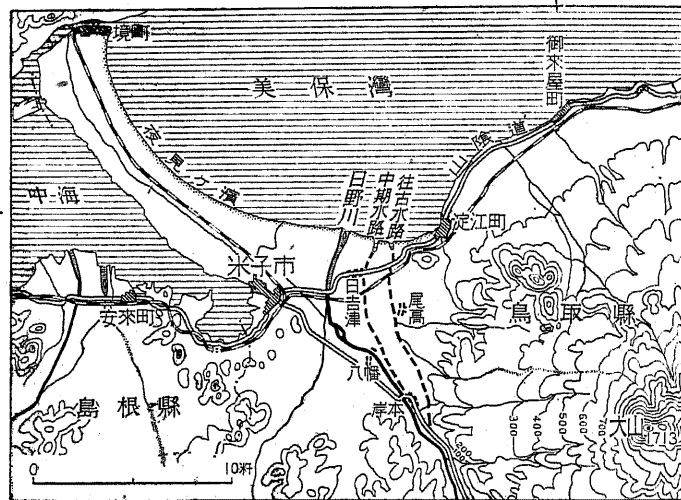
扇状地の等高線は其の頂點を中心として略ぼ等間隔の同心圓状になり、其の表面勾配は、材料の粒の大きさと水量とによつて種々である。粒が小さくて水量の豊富な河では勾配が緩かに、粒が大きくて水量の少ないものは傾斜が大きい。但し斷崖の風化によつて崩れ落つる碎屑土砂の集まつて出来る所謂崖錐(Talus)ほどの急勾配にはならない。

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



第116圖 日野川の流路變遷

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。

(3) 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多にない代り、稀には途方もない猛雨があり、加ふるに山は禿山で、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淺いこと。

(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(例へば靜かな湖や内海など)。

(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、此のどれかに缺ける所があれば、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、波靜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。

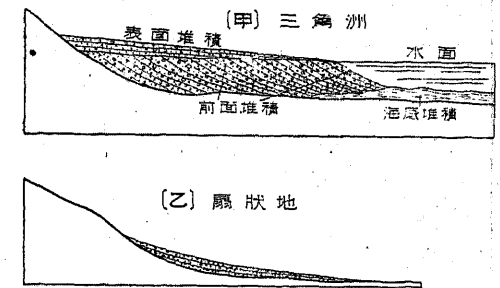
6.2 河口洲の大きさ及び進出速度 河口洲が漸次海中に進出する速さも知られて居る川がある。イタリーの北にあるポー河畔のアドリア市は今より1800年前のローマ時代には海港であつたが、今は河口から22.5kmもあるから、洲の進出は一年に約13mの割合となる。隅田川の洲も太田道灌築城(長祿2年、西暦1458年)以來、淺草橋附近より今日の河口まで進出したとすると、其の速さは一年に約13mとなる。又黄河の渤海に於ける進出は年平均290m、ナイル河の或處では一年に24m、ミシシッピー河では平均一年に104m、ローヌ河では16mといふことである。何れにしても、河口洲の進出は、上流に於ける雨壑の溯上と共に、河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

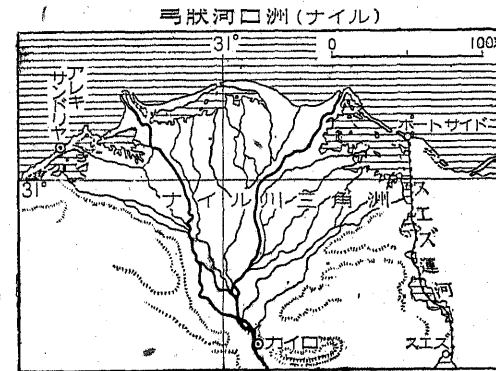


第117圖 三角洲の構造(扇狀地との差異)

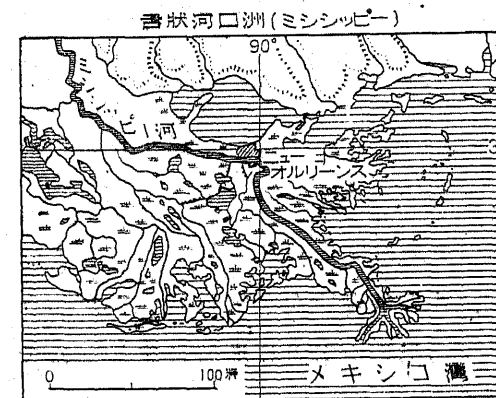
や潮流のために運ばれたのである。

(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)。

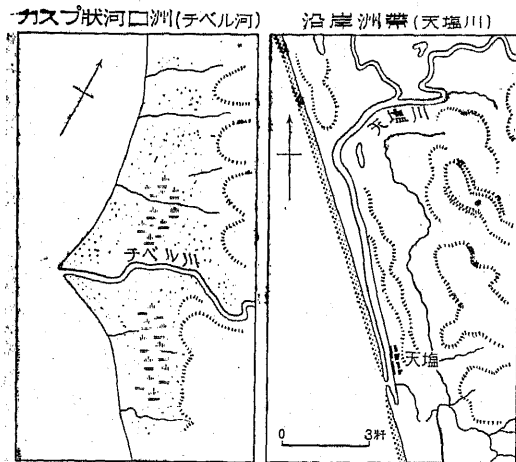
然し實際には種々の故障があつて大いに形の變つたものがある。例へば(a) 山で圍まれた灣や湖に出来る河口洲は、充分に發達すれば其の圍まれた形になる外はない。泰のメーコン河は其の例である。(b) 波や沿岸流が或方向からばかり來る處では河口洲も河流自身も其の方向に偏曲するのは當然であるし、又(c) 河流に對し外海の波や沿岸流の



第118圖 河口洲の種々相(其の一)



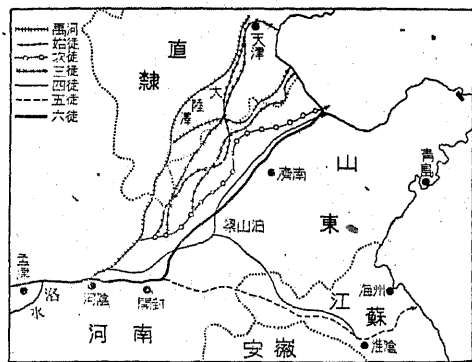
第119圖 河口洲の種々相(其の二) 水量豊富にして海中遠くまで流出し得るもの



河流稍々優勢で、海中相當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年の蔣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



第121圖 黄河の河道變遷

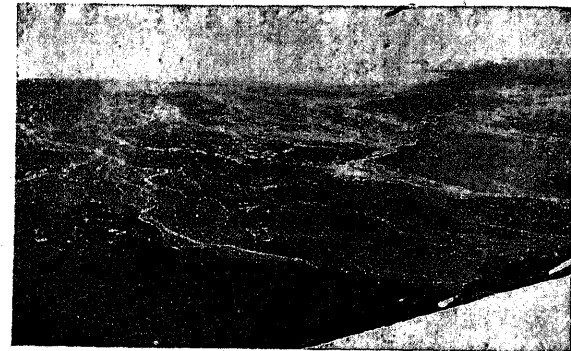
後の清の文宗咸豐5年で、今回の蔣軍暴擧はそれより88年を経て居る。第四回までは大變遷といつても兎も角常に北流して勃海灣に入つて居たが、第五回の大徙(支那では改道を徙といふ)では東南流して黄海に入る様になつた。それが第六徙で再び勃海灣に歸つて日支事變前の黄河道を成し、更に今回の第七徙即ち蔣軍の爲に復々東南流して、今日の主力は淮河に流れこんで居る。

(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

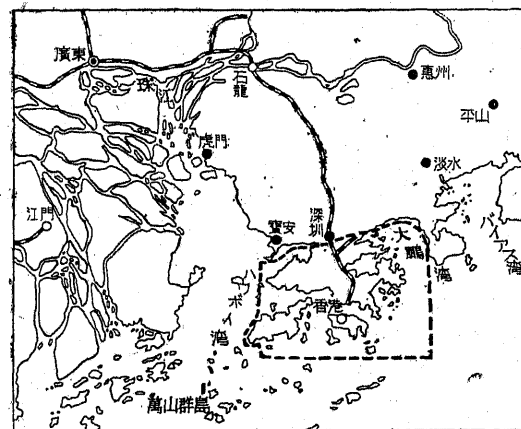
強さの程度により、第119, 120圖の様な種々の形をとる。

(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

は網狀川(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、從來の河床だ



第122圖 アラスカの網狀川



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圍み三角洲湖(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、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、サネウネ曲つて居る。

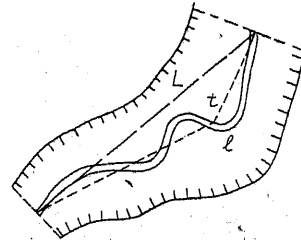
〔註〕 河道の彎曲を Meanders といふのは、小アジアの Meander といふ小川が、此の現象が極めて著しかつたので、それからとつた言葉である。

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  $\phi = \frac{\text{河長 } l}{\text{直距離 } L}$

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  $\tau\lambda = \phi$  なる関係がある。

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            | ミシシッピー | ライン  | ドナウ  | テムズ  | 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 $\phi$ (%) | 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       | 86.0         | 137.6              | 147.7           | 203.3           | 0.29       |

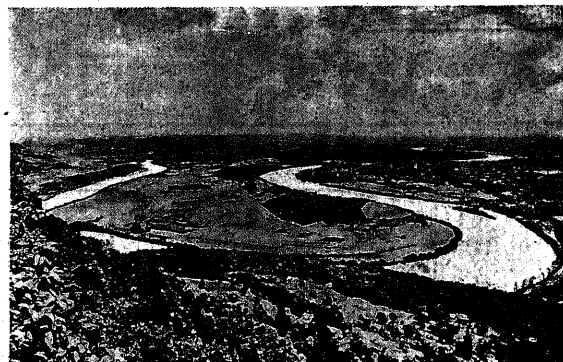
若し河水の流れる地面が全部均一勾配で且つ同質のものであるならば、水路は最大勾配に沿うて直線となるべき理であるが、實際は川がかく蛇々彎曲するのは、最初の誘因として、河道面元來の凹凸不規則、地質の不均一、河岸の崩落、支流の流入等、苟も水流の障害となり、兩岸の均齊を破る事情は、皆數へあげることが出来る。尙ほベーア (BAER, K. E.) 氏が初めてシベリアの川で注意指摘した様に、地球自轉による偏向力も河流を曲げる動因となり得る。

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ず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線的であるが、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(テンネツシー河)

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頸の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。かく凹岸に對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。

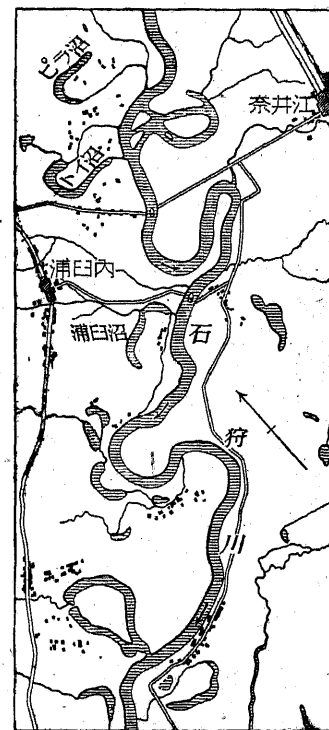
(イ) 下流は河岸が低く且つ軟弱で側方浸蝕容易であるが、上流の兩岸は多く堅岩で而も高い山腹になつて居るから、川の側方侵蝕は最も困難であること。

(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。ア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 80 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の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。

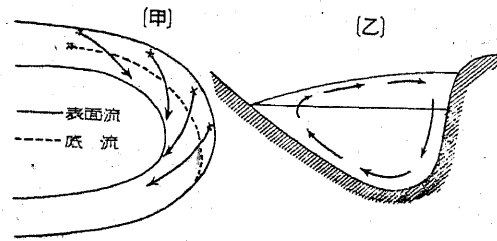


第 127 圖 石狩川の三日月湖

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、河床の横斷形狀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



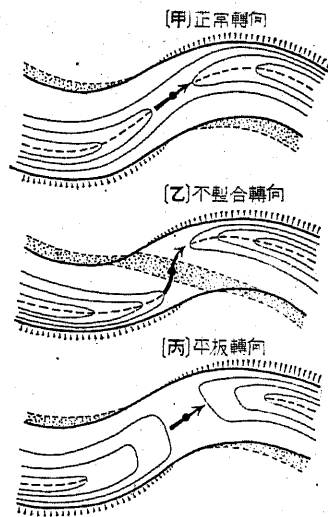
第 128 圖 彎曲部の流向

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 (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実験の結果である。イーキン (M.

EAKIN) 氏は泥炭や石灰の粉を流したり、又水中活動寫真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。

彎曲の度がきついで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

(3) 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 (Normaler U.) 上下彎曲部の谷線が連續的に續くもので、水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 110 m あるところで、谷線的最深及び最淺點は曲率の最大及最小地點から夫々 211.2 m 及び 211.0 m 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

|                        | ラ イ ン 河 |       |       |       |       | エ ル ベ 河 |      |      |
|------------------------|---------|-------|-------|-------|-------|---------|------|------|
|                        | 0.150   | 0.352 | 0.673 | 0.873 | 1.314 | 0.34    | 1.06 | 2.50 |
| 曲率 (km <sup>-1</sup> ) | 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

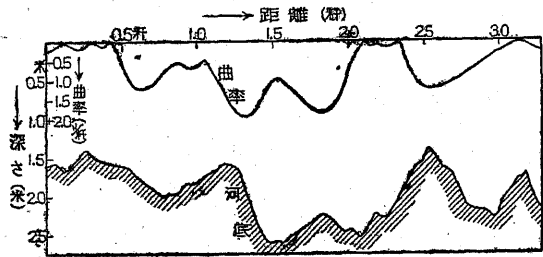
$$h = 1.50(1 + \sqrt{\bar{c}^2 + 1.71\bar{c}})$$

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、曲率減ずれば増加する。

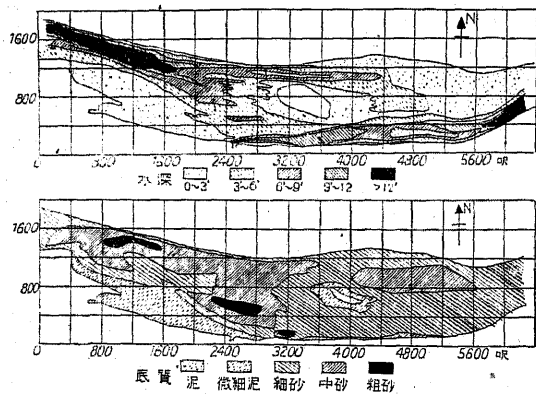
(7) 低水時の横断面積は水量同一ならば曲率大なる處程大なり。

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)を參考すれば

(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

(5) 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、ガロヌヌ河では彎曲部

て見た。この圖によつると次の特性が看取される。

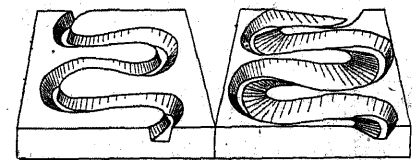
- (1) 最大粒は底流速の最大な所にあつて、轉向點よりは上流に存在する。
- (2) 螺旋流をなす處ではその上昇流となる處に細砂がある。
- (3) 轉向部を形成する横斷淺洲を除けば、浅い處が流速小で、底質も細粒である。
- (4) 水流が深所より淺處へ流れる處では、轉向點が粗砂である。
- (5) 最小粒は縦方向の淺洲下端部にある。

7.6 穿入蛇曲

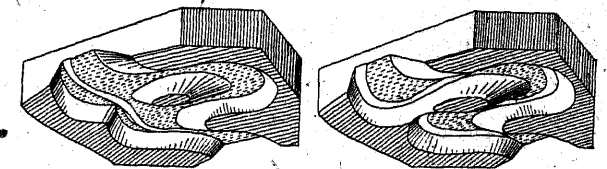
以上は普通河川の蛇行に就て述べたのであつて、兩岸地面は大體其の河自身が堆積した土砂で出来たもので、洪水時には水の氾濫があり土砂の堆積を見る所である。然るに川によつると時には深いS字狀の峡谷をなして蛇曲し、如何な洪水時でも氾濫せず、其の兩岸地面は到底現状の川で堆積したものでないことの明かなものもある。かゝる蛇曲を穿入蛇曲(Incised meander)といひ、四國の四萬十川や大井川、太田川等に其の例が見られるといふ。普通の蛇曲は之に對し自由蛇曲と稱することもある。

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



(a) 掘鑿蛇曲 (b) 生育蛇曲



(c) 環流丘陵

第132圖 穿入蛇曲

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つある生育蛇曲(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

の場合と同様に其の頸が細められ遂に切斷して、第132圖(c)の如く元の袂狀部だけ島狀に残り環流丘陵(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来て貫通奪取し、其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来て、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。かういふ廣大なもの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)沿岸地が透水性だと、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年に約十數厘の割になるといふ。

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、特に地質が透水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。川の出来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、山は複雑な無數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来て、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

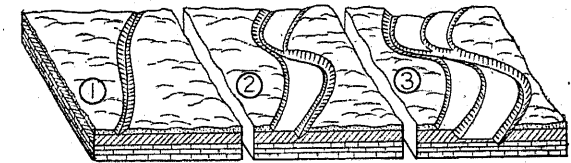
段丘には、土砂礫から出来た沖積段丘 (Alluvial terrace) と、岩盤から成る岩段丘 (Rock terrace) とあるが、岩段丘は極めて少い。何れにせよ、河底が現在の位置まで低下しない以前の氾濫平原の一部なのである。従つて横にも縦にも多少の勾配がある。

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。

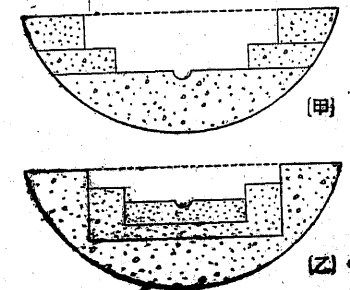
9-2 段丘の成生 段丘は其の成因から考へて三種ある。先づ

(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



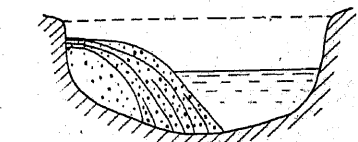
第134圖 普通段丘の成生順序

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)。



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 極めて緩や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

來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。其の主なものと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、若し從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、從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。

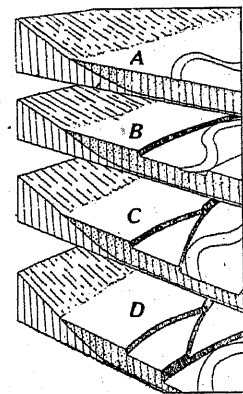
(3) **河底勾配の増大** 若し陸が隆起するか或は海の方へ傾動すれば、河底勾配が増大して流勢は速くなり、浸蝕が急に激しくなる。

(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激増する。

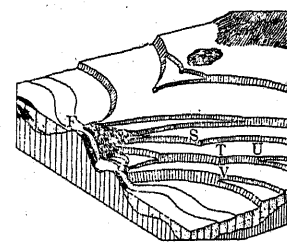
此の内(3)の原因で出来るものを**構造段丘** (Tectonic terrace)、其他の原因によるものを**非構造的段丘**といふ人もある。

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、河道の移動はいつと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うな段丘群を生ずべきことは、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状地



第138圖 堅岩の制限によるミラーの現象

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。

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で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。