

JP 河川生態學-1 LINCAD

第1章 關於河川環境

1.1 從生物角度看水文學與水力學

- 1.1.1 概述
- 1.1.2 水收支與降雨與逕流過程
- 1.1.3 河川中的水流
- 1.1.4 伴隨水流發生的泥沙運動

1.2 河川地形的特徵及其分類

- 1.2.1 理解河川地形的意義
- 1.2.2 河川地形的空間尺度
- 1.2.3 河道與洪氾區
- 1.2.4 河川地形的分類
- 1.2.5 沿河道流程的河川地形
- 1.2.6 河川地形的形成過程
- 1.2.7 結語

第2章 河川中的物質流動

第3章 河川生物的生態

第4章 支撐河川生物多樣性的機制

第5章 威脅河川生態系的課題與未來展望

第 1 章 河川環境

1.1 從生物觀點看水文學與水理學

1.1.1 概述

降落至地面的水由高處往低處流，經過各種路徑後匯入河川。河川匯集了高地的降水，規模一面逐漸擴大一面往下流，藉此連結了山地、森林與海域，並在此過程中搬運泥沙，形成平原等水成地形。在河川中，由於一次性的大量降雨或長時間的晴天等氣象條件，水的流量時時刻刻都在變化，並根據多樣的地形，產生出可供生物棲息的空間。此外，伴隨降雨而來的流量變動，會透過水流對泥沙的侵蝕、搬運與堆積作用，形成並更新河川地形。

水文學 (hydrology) 和水理學 (hydraulics) 是理解此類河川特性的實用學問。廣義上，後者有時也包含於前者，但前者廣泛處理地球上水的循環、分布與性質等，而後者則主要處理水的流動及其附帶的運動，兩者大致上可如此區分。對於處理水生生物的讀者而言，水文學的對象可說是影響生物繁殖（如魚類產卵或植物種子散布等）或季節性遷徙等生活史的宏觀基本過程，例如水位、流量、水溫、水質等；而水理學的對象，則可說是與水流、流沙、底質、地形等生物棲地 (habitat) 相關的微觀交互作用系統。

本節基於上述認知，為理解支撐河川生態系的物理基礎，在水文學方面，將介紹降落至地面的雨（雪）到達河川的逕流過程；在水理學方面，則將介紹形成河川地形與物理環境的水與泥沙流動的基本法則。

1.1.2 水循環與降雨—逕流過程

A. 水循環

地球上 97% 的水是海水，淡水極少，且大部分是冰河中的冰雪及地下水。湖泊與河川的水量雖然稀少，但其特點是循環速度極快，人類的生活也依賴於此。

陸域的水源來自雨雪，而雨雪的源頭則是蒸發。就全球而言，蒸發量以熱帶海洋為大宗。陸地上的蒸發，除了來自濕潤土壤表面的蒸發 (evaporation, E) 之外，還有植物從根部吸收水分與養分後，將多餘水分釋放大氣中的蒸散作用 (transpiration)。兩者合稱為蒸發散 (evapotranspiration)。陸地的水收支，是以降水量 (precipitation, P) 為輸入，分配至蒸發散與流入河川的逕流。若再考慮地下水，或湖沼、積雪、冰河等季節性的蓄留量 (storage) 變化 (ΔSt)，則流入河川的逕流可以下式表示：

$$P = E + R + \Delta St \quad (1-1)$$

此處的 R 為逕流高，是將某一時期的總逕流量除以流域面積所得的值，單位與降水量相同，易於相互比較。逕流高與降水量的比值稱為逕流率，日本河川流域的平均值已知約為 80% 左右，但在積雪地區較高，在乾燥地區則較低，地區差異也很大。特別是積雪及其融雪造成的逕流仍有許多不明之處，是水循環研究中的一大課題。

B. 降雨與逕流過程

圖 1.1-1 為降落至地表的雨(雪)流入河川過程的示意圖。降下的雨(雪)一部分會附著在樹木或草上形成「截留」，經由滴落或沿著樹幹順流而下的「幹流」到達地面，再從葉面、地表等直接蒸發。接著，水分會蓄積在窪地、滲透到土壤中，超過蓄積與滲透能力的部分則會以「地表逕流」的形式直接流出。在未達飽和狀態的非飽和層中，水分會流經透水性較佳處形成「管流」(pipe flow)，或是在土壤基質中流動形成「中間流」(interflow)。長時間滲透的水則會從飽和的含水層流出，形成「地下水流」，也就是「基底流」(baseflow)。流域的逕流，是因土壤達到飽和或管流發生的地方依序產生，因此河川流量歷線圖（水位、流量的時間變化）是由不同來源的水混合而成。近年來的研究發現，相較於降雨直接帶來的「新水」，由新的滲透水推擠出來的「舊水」（地下水）貢獻更大。此類逕流機制，可透過各個過程特有的水質項目（例如：導電度）或利用融雪時產生變化的氧穩定同位素 ^{18}O 作為追蹤劑，並根據質量守恆定律進行分析。

另外，湧泉是「舊水」的地下水湧出地表或流入地表水中的現象，由於地下水溫的時間變化非常小且具穩定性，因此孕育了湧泉特有的生物相。在魚類方面，有棘魚科的日本海棘魚、富山棘魚等棲息，也可見到獨特的水生無脊椎動物與湧泉濕地植物。

另一方面，融雪時「舊水」的貢獻也很大。因日照、氣溫而融化的雪，會在積雪中循著複雜的路徑，經過滲透至地底、推擠出地下水等過程後才流出，因此逕流的尖峰會明顯延遲。在融雪逕流中，以日為單位的尖峰延遲，根據溶滲儀的實

測，積雪深度 0.5 公尺時約延遲 1 小時，1 公尺時約延遲 5 小時。流入河川的延遲則更大，有時會持續到夜間或隔天。若以廣大流域為對象，氣溫的垂直分布、積雪深度分布、以及與積雪區的距離等，都是影響逕流尖峰延遲的因素。

北海道與東北地方北部的融雪洪水，以及東北以南地區的梅雨洪水，發生的時間每年都固定。棲息在河川中的生物，其繁殖或遷徙的時機已配合這些洪水期，形成了相應的生活史（詳見 4.2）。動植物展現的季節性現象稱為「生物季節學」(phenology)，若此生物季節因水庫等人為用水方式而大幅改變，生物物種將會受到嚴重影響。

水生昆蟲的羽化時機或魚類的棲息環境等，都與水溫有密切關係，而水溫一般又與氣溫緊密相關，但會因逕流型態不同而產生差異。也就是說，若將河川水溫 (T_w) 以氣溫 (T_a) 的一次迴歸式 ($T_w = a + bT_a$) 表示，已知緯度或海拔越高，係數 a 的數值越小；而流域面積越大，係數 b 的數值則越大。此外，在積雪地區初春可見的融雪洪水中，氣溫與河川水溫的差異變大，河川水溫對氣溫變化的追隨性會變差。不過，在現今水利利用發達的河川中，這樣的水溫響應也並非一成不變。

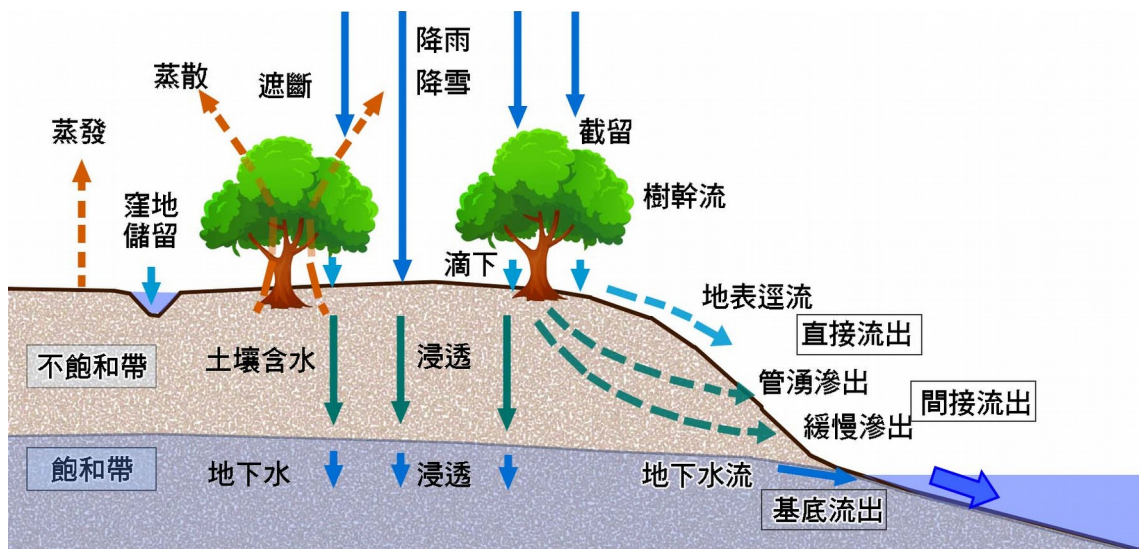


圖 1.1-1 水循環示意圖

1.1.3 河川中的水流

A. 水流的理論

水流不僅輸送水本身，也輸送溶於或懸浮於水中的物質（如泥沙、營養鹽等），同時也運送其能量與動量。單位時間、單位斷面積的輸送量稱為「通量」(flux)，是水理學與流體力學特有的概念。某一區段內各種通量的流入與流出差，等於該

區段內的儲存、產生、消耗的收支。以此為基本原理，用微分、偏微分方程式表示的即為「統御方程式」(governing equation)，由相當於質量守恆的「連續方程式」、能量守恆的「能量方程式」與動量守恆的「動量方程式」所構成。基礎方程式的詳情請參閱文獻，將這些方程式聯立，給定邊界條件，再透過積分等數學方法，即可求得解。

應用於河川，若給定河道形狀、河床粗糙度（底質）、植物生長狀況、流量等邊界條件，即可透過求解基礎方程式來分析河川水流。在水理學中，像河川這樣具有自由表面的水流稱為「明渠流」(open channel flow)。此處將介紹明渠水理學中，對於理解水生生物棲息環境至關重要的「水流」相關理論體系。

B. 水流的分類

明渠中的水流由重力驅動，並因其黏滯性，在流動時會受到來自河床等邊界的摩擦，以及岩石或植物等物體的阻力。在夠長且斷面均勻的流路中，會產生「等速流」(uniform flow)，也就是水流特性不隨地點改變。但當邊界條件發生變化時，其影響（稱為「干擾」，如水面波紋）會向上游或下游傳播。水流特性隨時間變化的稱為「非定常流」(unsteady flow)，不隨時間變化但隨空間變化的稱為「非等速流」(non-uniform flow)。干擾的傳播方向，在「亞臨界流」(subcritical flow) 時為上、下游，在「超臨界流」(supercritical flow) 時則為下游，此差異可由流速 (u) 與干擾傳播速度 (c) 的關係來區分。也就是說，當水以流速 u 流動時，干擾的傳播速度為 $u \pm c$ ，若 $u < c$ （亞臨界流），干擾會向上游傳播；若 $u > c$ （超臨界流），則只會向下游傳播。

用以區分此類水流狀態的無因次參數稱為「福祿數」(Froude number, Fr)，定義如下：

$$Fr = \frac{U}{c} = \frac{U}{\sqrt{gh}} \quad (1-2)$$

此處，g 為重力加速度，h 為水深。亞臨界流與超臨界流由臨界福祿數 ($Fr_c = 1.0$) 區分。福祿數即使數值小於臨界值，也能良好地表現河川水流中的水面干擾，因此被用來評估「瀨」的水理特性並掌握棲地特性。河川水流除了極特殊情況外，均為「亞臨界流」。根據池田與戶出的現地觀測，對應水面變動的劇烈程度，局部觀測到瀨的福祿數值介於 0.20 至 0.75 之間。此外，國外的研究也顯示，福祿數與「淵」和「瀨」的景觀有良好對應，淵的數值小於 0.2，而瀨的數值則大於 0.4。因此，福祿數是理解瀨、淵等流路單元尺度 (channel unit scale) 特性的重要變數，尤其在了解魚類與底棲動物的棲息環境上至關重要。

C. 紊流與亂流

「亂流」(turbulence) 是與干擾相似的概念，但在水理學中，特指水流中不規則變動的時間性流速變動成分。幾乎沒有這種亂流的水流稱為「層流」(laminar flow)。然而，在明渠流中，常因渦流等現象導致流體不規則運動，因此大致上屬於「紊流」(turbulent flow)。層流與紊流的區別，也由一個稱為「雷諾數」(Reynolds number, Re) 的無因次參數決定，在明渠流中定義如下：

$$Re = Uh / \nu \quad (1-3)$$

此處， ν 為動黏滯係數 (kinematic viscosity)。由層流轉變為紊流的臨界雷諾數 (Re_c) 約為 500。動黏滯係數是表示水黏滯性影響的物理常數，會隨溫度與溶質而變，在 20°C 的純水中約為 0.01 cm²/s。代表水流紊亂程度的雷諾數，也是描述水生動物棲息環境的重要變數之一，已被證實與魚類、底棲動物在「河段尺度」(reach scale, 參考 1.2.2) 內的棲息環境變化有強烈相關。然而，正如 Lamouroux 與 Capra 所指出的，由式 (1-3) 計算的雷諾數，實質上等同於該地點（或時點）的局部單位寬度流量 q ($q = U \times h$)。因此，雷諾數與流速、水深以及前述的福祿數之間也存在強烈的因果關係。在使用這些變數來描述棲息環境特性時，理解各個變數的特性及其相互關係至關重要。

雷諾數的本義是代表慣性力（分子）與黏滯力（分母）之比的無因次數。此處的慣性力由代表速度與代表長度的乘積表示，而代表速度與代表長度可依目的設定。在河川中，除了上述的雷諾數外，還有以摩擦速度為代表速度、以河床材料尺寸為代表長度所得到的「顆粒雷諾數」(grain Reynolds number)，這也是一個規範泥沙運移現象的有用指標，並被證實與底棲無脊椎動物的現存量有關。關於摩擦速度與顆粒雷諾數將於後文詳述。

流速、水深、河床材料尺寸等水理量，常被用作描述水生動物棲息環境的變數。例如，在物理棲地模擬系統 (Physical Habitat Simulation, PHABSIM) 等研究者常用的方法中，會求取各魚種對這些變數的「棲地適宜度指數」(Habitat Suitability Index)。然而，這些變數的範圍在不同「區段」(segment, 參考 1.2.2) 間或不同河川間差異甚大，因此目標魚種對變數的偏好度也隨之改變，產生了每換一個地方就必須重新求取偏好度曲線的課題。此外，在固定流量 Q 的條件下，斷面平均流速 U 與濕潤斷面積 A （水深的函數）之間存在 $Q = U \times A$ 的關係。由此可知，這些變數在理論上無法獨立變化，因此，針對各個變數獨立求取環境偏好度的方法，從該方法開發之初就受到批評。相對地，此處說明的福祿數與雷諾數是無因次變數，若能闡明其與水生動物的關聯，將有可能更普遍地描述棲息地的環境變化。

D. 剪應力與摩擦速度

前述提及，黏滯流體的水在與河床等邊界之間會產生摩擦。水對河床等物體，或河床等物體對水所施加的作用力，稱為「剪力」(shear force)，單位面積的剪力則稱為「剪應力」(shear stress)。在水路寬度足夠寬，可忽略側壁影響的一維水流中，剪應力會呈現如圖 1.1-2 所示的三角形分布。

$$\tau(y) = \tau_0 \left(1 - \frac{y}{h} \right) \quad (1-4)$$

此處， τ_0 為底床剪應力， y 為距河床的高度。底床剪應力是水流作用於單位面積底床，用以輸送泥沙的驅動力，也稱為「曳引力」(tractive force)，可由下式表示：

$$\tau_0 = \rho g h I_f \quad (1-5)$$

此處， ρ 為水的密度， I 為能量坡降（在等速流時等於河床坡降 i ）。此外，「摩擦速度」(friction velocity, u_*) 是由底床剪應力定義的指標，再利用式 (1-5) 的關係，可表示如下：

$$u_* \equiv \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}} = \sqrt{g h I_f} \quad (1-6)$$

這些都是左右水中泥沙侵蝕、搬運、堆積的重要指標。一般而言，剪應力 τ 是分子黏滯性產生的黏滯剪應力 (τ_l) 與紊流運動產生的紊流剪應力 (τ_t) 的總和，如下式所示：

$$\tau = \tau_l + \tau_t \quad (1-7)$$

在明渠紊流中，除了極靠近底床的區域外，紊流剪應力 (τ_t) 占了主導地位（圖 1.1-3）。在 x 方向（順流方向）、 y 方向（垂直向上方向）的二維場中，若流速的亂流成分分別為 u' 與 v' ，則 τ_t 可由下式表示：

$$\tau_l = - \overline{\rho u' v'} \quad (1-8)$$

此處的橫線表示時間平均。這種由流速亂流成分產生的剪應力稱為「雷諾應力」(Reynolds stress)。另外，如圖 1.1-3 所示，極靠近底床的區域黏滯性效應較

大，此區域稱為「黏滯底層」(viscous sublayer)，而剪應力幾乎全由雷諾應力承擔的區域則稱為「紊流核心區」(turbulent core)。

水對各種物質的輸送方式，有順著水流的「移流」(convection)和由不規則運動造成的「擴散」(diffusion)。後者又分為由分子運動承擔的「分子擴散」與由亂流承擔的「紊流擴散」。在紊流狀態下，分子擴散遠小於紊流擴散而可忽略。考量到河川水流（明渠流）幾乎都是紊流，通常可利用上述的雷諾應力來評估剪應力。然而，要精確解析紊流現象相當困難，至今仍是水理學的重要研究課題之一。

E. 流速分布

一般而言，表層附近的流速較大，河床附近的流速較小。這種深度方向的流速分布，可由使用對數函數的「對數流速分布律」來表示。河川中大部分的水流，其底床的粗糙元素（如河床礫石高度）會超過黏滯底層，相當於「粗糙壁面流」。因此，粗糙壁面流的對數流速分布律如下所示：

$$\frac{u}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \frac{y}{d} + 8.5 \quad (1-9)$$

此處， $u(y)$ 為某高度 y 的局部流速， κ 為卡門常數 (0.4)， ks 為河床材料粒徑（或底床粗糙高度）。由式 (1-9) 可表現出如圖 1.1-2 所示向上凸出的流速分布。此外，將式 (1-9) 在水深範圍內積分，即可得到水深平均流速。此時，可得知產生與水深平均流速相同之局部流速的高度為 $y/h = 0.368$ 。這就是在實測河川流速時，會將水面下 60% 深度的點作為代表點進行測量的原因。

此外，關於更簡便表示河川水流的斷面平均流速，有 Chezy、Manning、Manning-Strickler、Darcy-Weisbach 等公式。其中，在河川等明渠中，常使用以下的曼寧公式 [式 (1-10)] 或曼寧-史特克勒公式 [式 (1-11)]。

$$U = \frac{1}{n} h^{2/3} I_f^{1/2} \quad (1-10)$$

$$\frac{U}{u_*} = 7.66 \left(\frac{h}{d} \right)^{1/6} \quad (1-11)$$

此處， n 為曼寧粗糙係數 ($m^{-1/3}s$)，是在公尺-秒單位系統下計算的有因次係數。另外，式 (1-11) 的曼寧-史特克勒公式是由曼寧公式與以下的史特克勒經驗式聯立推導而來：

$$n = 0.0417d^{1/6} \quad (1-12)$$

表 1.1-1 曼寧糙度係數 n 的概略值

河川與水道狀況		曼寧糙度係數 n 的範圍
人工水道 整治河川	混凝土人工水道	0.014~0.020
	螺旋半管水道	0.021~0.030
	塊石砌水道（粗糙土床）	0.025(平均值)
	岩盤直接開挖	0.035~0.05
	岩盤修整	0.025~0.04
	黏土質河床，流速不致沖刷	0.016~0.022
	砂質壤土、黏質壤土	0.020(平均值)
	牽引式挖泥機疏濬、有除草	0.025~0.033
自然河川	平緩小溪，無除草	0.030~0.040
	平緩小溪，有除草 有灌木	0.040~0.055
	平緩小溪，多雜草、亂石河床	0.040~0.055
	山區陡溪，有砂礫、大圓石	0.030~0.050
自然河川	山區陡溪，大亂石、巨岩塊	0.040 以上
	大河道，黏土、砂質，少蜿蜒	0.018~0.035
	大河道，礫石河床	0.025~0.040

從這個斯特里克勒公式中也可以看出，曼寧糙度係數與河床粗糙度（河床材料尺寸 d）之間的關係非常明確，因此與其他流速公式相比，它能從河床條件唯一地賦予係數，這一點非常有利。曼寧糙度係數可以直接從 (1-12) 式求得，但也有根據植物生長狀況或河道蜿蜒情況等對應設定的情況，是一個能反映河床條件的指標。表 1.1-1 介紹了在實際河川中的概略值（需注意單位不同數值也會不同）。

1.1.4 水流伴隨的流沙產生

A. 流沙的運動型態

「流沙」是指「被水流推動而搬運的泥沙」，其搬運量即為水流所輸送的「泥沙通量」。流沙量是受水流的時間、空間變化，以及該處泥沙的性質、狀態所支配的變數。此流沙量的變化被視為泥沙的侵蝕、搬運、堆積過程，並最終導致河床變動。特別是洪水時，水流與流沙的急遽變化會引發劇烈的河床變動，大幅改變棲息環境，並將河岸植物、棲息於河床孔隙的底棲無脊椎動物及底棲魚類沖往下游。因此，這對棲息於河川的生物而言可視為一種「干擾」，關於干擾的強度與頻率對生物群落的影響，請參閱 4.1。

流沙的運動型態大致可分為「底質輸沙」(bed material load) 與「沖瀉質」(wash load)。前者是指構成河床的砂礫（底沙）與被水流搬運的砂礫（上沙）頻繁交換的特徵。後者則是指由河岸或崩塌地供給的微細顆粒泥沙，幾乎不會沉降在河床上，而是直接被流送的物質。

若著眼於底質輸沙，又可區分為透過「滑動」(sliding)、「滾動」(rolling) 及「跳躍」(saltation)，與河床間歇性接觸而被搬運的「推移質」(bed load)，以及被捲入水中呈懸浮狀態搬運的「懸移質」(suspended load)。

一般而言，粒徑較大的材料成為推移質，粒徑較小的材料則成為懸移質，但其狀態會因水流的輸送能力（底床剪應力、曳引力）而改變。假設流量增加，作用於河床的曳引力變大，則：

1. 河床材料將無法抵抗水流而開始移動（滑動、滾動）。
2. 當流量進一步增加，材料會以在河床附近跳躍的方式移動（跳躍）。
3. 當流量再增加，材料會轉變為在水中懸浮的狀態（懸移質）。

懸浮的高度與被懸浮搬運的距離由曳引力所支配，曳引力越大，懸浮得越高，搬運得越遠（詳情請參閱中川與辻本，以及關根）。

B. 砂礫的移動臨界

對於河床上的砂礫而言，作用在其上的力有：來自水流的「阻力」與「升力」、砂礫在水中的「重力」，以及被搬運的砂礫與構成河床的其他砂礫之間的「摩擦力」（圖 1.1-4）。也就是說，除非作用於砂礫的阻力 D 、升力 L 與重力 G 的 x 方向分力 G_x 的合力，超過（靜止狀態的）摩擦力 S 與重力 G 的 y 方向分力

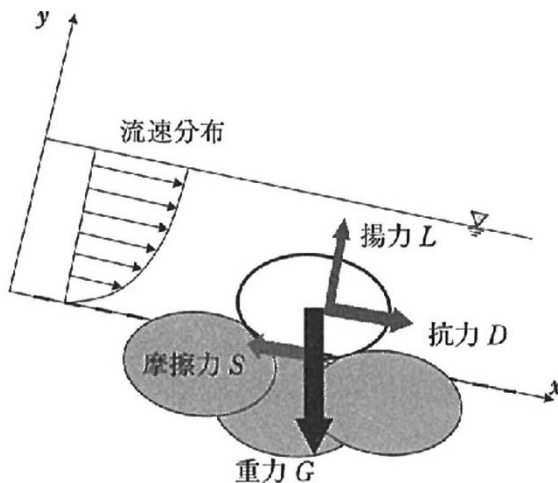
Gy 的合力，否則砂礫不會被搬運。表示砂礫是否被搬運的邊界狀態，即「移動臨界狀態」，可由以下方程式表示：

$$D + G_x - S = 0 \quad (1-13)$$

$$L + G_y = 0 \quad (1-14)$$

此處，式 (1-13) 為沿河床的順流 (x) 方向的力平衡式，式 (1-14) 則為垂直 (y) 方向的力平衡式。若材料為微小顆粒，會先滿足式 (1-14) 以懸浮形式脫離河床，之後作為沖瀉質被輸送。但幾乎所有砂礫的移動臨界都需滿足式 (1-13)。因此，透過評估並展開式 (1-13) 中的各項，即可導出「臨界曳引力」。在討論砂礫的移動臨界時，為了排除砂礫尺寸的影響並進行一般性的描述，使用以下無因次量會很方便：

此處，(1-13) 式是沿河床的順流 (x) 方向的力平衡式，(1-14) 式是垂直 (y) 方向的力平衡式。當材料為微小顆粒時，會先滿足 (1-14) 式，以懸浮形式脫離河床後，作為沖瀉質被輸送。但對大多數砂礫而言，其起輸界限是滿足 (1-13) 式。因此，透過分別評估並展開 (1-13) 式中的各項，即可導出臨界掃流力¹³⁾¹⁴⁾。另外，在討論砂礫的起輸界限時，為了排除砂礫尺寸的影響，使用一般性的描述會更方便，因此常使用如下



的無因次量。

圖 1.1-4 作用於河床砂礫的力

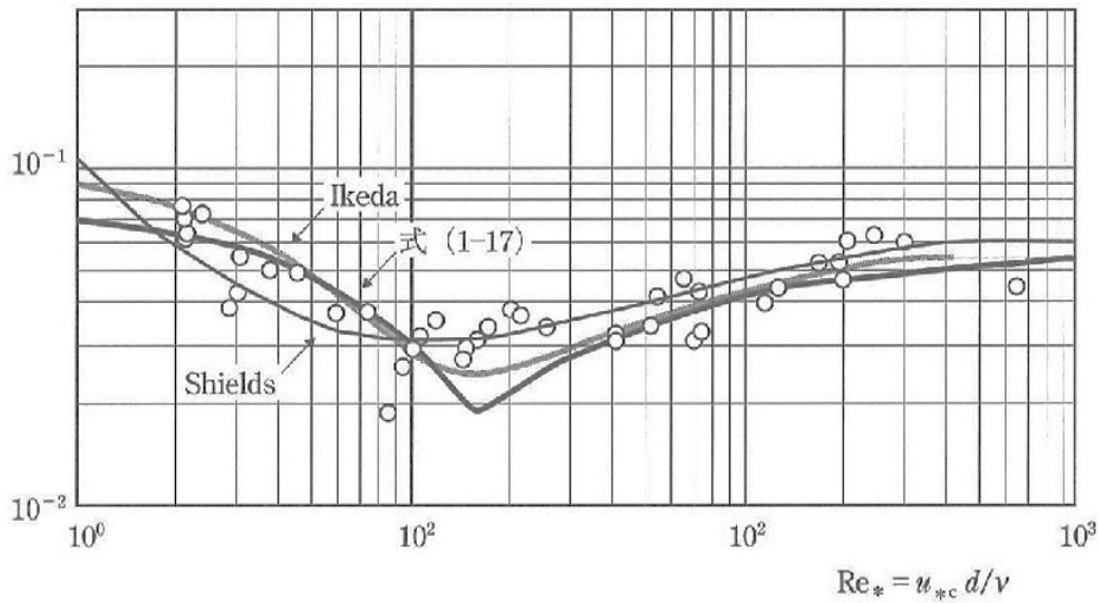


圖 1.1-5 無次元限界掃流力 τ^*c (Shields 圖)

○ 上圖是 Shields、Iwagaki、Ikeda 等人的實驗結果。

$$\tau^* = \frac{u_*^2}{(\sigma/\rho - 1)gd} = \frac{\tau_0}{(\sigma - \rho)gd} \quad (1-15)$$

$$Re_* = \frac{u_* d}{\nu} \quad (1-16)$$

這裡， τ^* ：無次元掃流力（或是，無次元底面剪斷應力）， σ ：砂礫的密度， Re^* ：砂粒雷諾數。

基於以上的考量，河床砂礫的「平均的」移動限界來表示無次元限界掃流力 τ^*c (Shields 參數) 與那時的砂粒雷諾數的關係已經被提案。其代表例如岩垣公式和 Shields 曲線在圖 1.1-5 中所示，特別是在 Re 較大的條件下， $\tau^*c = 0.05$ 。根據岩垣的實驗式，以 $\sigma = 2.65$ 的砂礫為對象，粒徑 d 以 cm 單位表示時，記載如下：

$$\begin{array}{lll} 0.303 \leq d \text{ のとき} & u_{*c}^2 = \tau_{*c}/\rho = 80.9d \text{ あるいは} & \tau_{*c} = 0.050 \\ 0.118 \leq d \leq 0.303 & = 134.6d^{31/22} & = 0.083d^{19/22} \\ 0.0565 \leq d \leq 0.118 & = 55.0d & = 0.034 \\ 0.0065 \leq d \leq 0.0565 & = 8.41d^{11/32} & = 0.0052d^{-21/32} \\ 0.0065 \leq d & = 226d & = 0.14 \end{array} \quad (1-17)$$

掃流力以及限界掃流力，是決定底生無脊椎動物和底生魚類所偏好砂礫的重要變量，作為表示流速和擾亂強度的變量，在河川生態學和應用生態工學的分野也被使用。此外，如式(1-17)所示，限界掃流力本來是物理性決定的，但由於底生無脊椎動物的營巢活動使河床的砂礫同士被接著的場合等，會大幅增幅，河床的安定性增加也被確認。

C. 流砂量與河床變動

基於以上的流砂移動限界條件，另外，針對發展的流砂相關實驗成果，現在提案了幾個流砂量式。次式是評價掃流砂量 q_B 的芦田・道上式，但對限界掃流力相對掃流力變大時（ τ_c/τ 變小時），掃流砂量增加可以理解。

$$\frac{q_B}{\sqrt{(\sigma/\rho-1)gd^3}} = 17\tau_*^{3/2} \left(1 - \frac{\tau_{*c}}{\tau_*}\right) \left(1 - \sqrt{\frac{\tau_{*c}}{\tau_*}}\right) \quad (1-18)$$

另一方面，流砂量的空間變化會產生河床高度的時間變化，將此關係數學性描述的是流砂連續式。因此，如果正確進行水流、流砂的解析，就可以預測地形變化，並且可以知道洪水伴隨的棲息環境變化。但是，關於流砂，由於有成為邊界條件的上流和河岸等的土砂供給量、後述的砂礫移動限界的不確實性，要正確進行實河川的流砂和河床變動解析是相當困難的。

然而，關於水流解析，在某程度的精度下可以預測，因此評價掃流力和考慮河床安定性是可能的，考慮河川環境是有用的知見。在河川生態學中作為工具的確立是可以期待的。

1.2 河川地形的特徵與分類

1.2.1 河川地形理解的意義

河川地形不僅在平時影響流速、水深，支配著生物的棲息環境，更在洪水時對流程（例如上游、中游、下游等）產生影響。了解不同流程中典型的河川地形是如何形成的，對於理解生物的棲息地構造、分布，以及控制生物棲息地的機制至關重要。本節將解說構成河川地形的各種空間尺度，並解釋在不同空間尺度下河川地形的典型模式，同時提供形成河川地形的基礎知識。

1.2.2 河川地形的空間尺度

沿著河岸行走，若只觀察腳邊的河床材料、呈帶狀的河岸、淺灘或深淵等細微地形，將難以看清河川的整體樣貌。然而，若從飛機上俯瞰，則細微地形變得難以辨識，但

河川的蜿蜒、傾斜、川幅等較大尺度的地形特徵便會映入眼簾。不同尺度的河川地形，對生態環境的影響也各不相同。小尺度下的流速、水深分布影響著棲息地，而大尺度下的地形，如流路、洪氾平原的寬度、河道的彎曲、河道中的砂礫配置等，則可透過河道與洪氾平原的關係來掌握（河道與洪氾平原的關係將於後文詳述）。從河川生態系的理解角度來看，前者與魚類等的棲息地密切相關，後者則與洪水時的水流或土砂流動有關，是支配河道與洪氾平原形成的重要空間尺度。

Frissell 等人] 指出，形成河川地形的物理模式會因時間與空間尺度的不同而有所差異，並將河川地形的空間尺度分為：集水區水系 (watershed)、河段區間 (segment)、河段 (reach)、瀾/瀨 (pool/riffle)、微棲息地 (habitat)。

[參考 Frissell et. al. Environ Manage 10(2): 202 (1986) 製作]

Frissell 等人注意到根據時間・空間尺度大小，形成河川地形的物理模式不同，記述了[Frissell 將地形稱為棲息地單元 (habitat)]。河川地形形成相關的系統為：流域 (watershed)、水系 (stream system)、河流區段 (segment)、河段 (reach)、瀾/瀨 (pool/riffle)、微棲地單元 (micro-habitat) 等 6 個空間尺度分類，整理其特徵 (圖 1.2-1、表 1.2-1)。

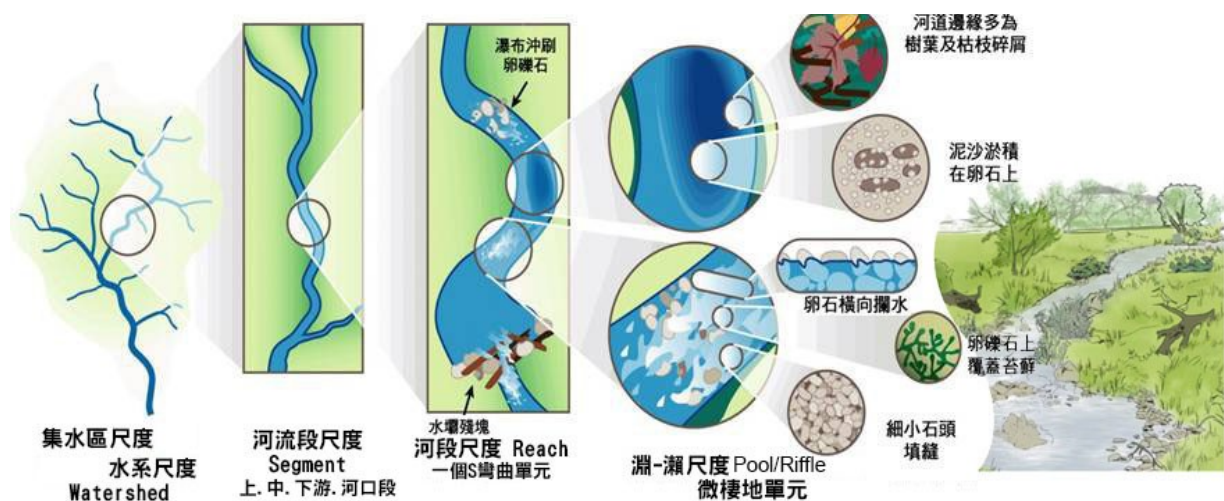


圖 1.2-1 河川空間構造的階層示意圖

表 1.2-1 河川空間構造的階層區分表

空間尺度 (景觀尺度)	範圍與邊界描述	引起改變 事件範例	改變需要 時間尺度 (大約)	河道 空間	備 註
集水區尺度 Watershed scale 水系尺度 Streams scale	以流域內整個連續水面為目標，以流域邊界(流域山脊)至出海口為範圍。	海平面變化、地殼上升、火山爆發等。	$10^6 \sim 10^5$ 年		流域集水區尺度，包含整個陸域山地與洪泛區。 水系尺度，如淡水河水系、大漢溪水系、三峽河水系、雙溪水系，聚焦於河流廊道、河岸帶
河流段尺度 Segment Scale	通常定義為河床平均比降相同的河段。從水質和水量的角度考慮，可以將一條支流的入水點到下一條入水點視為一個河段。如上中下游。	由於輸沙量、流量等變化，造成河床上升或下降，河道發生大規模改變	10000~100年	河長約 河道寬 1000 ~100 倍	河流段，如上游段(陡坡降段)、中游段(中坡降段)、下游段(低坡降段)、河口感潮段
河段尺度 一個S彎曲單元 Reach scale	0.5至1個曲流段，段長約為河寬的10倍	河道橫向移動	100年~10年	河長約 河道寬 100 倍	「河段」在河川工程和河川生態領域常用。由於其空間尺度約為一個S彎曲蜿蜒河段，因此我們在此使用「蜿蜒河段尺度」。
淵、瀾尺度 Pool/Riffle scale	它表現為水面坡降從一個點到另一個點的變化，以及河床坡降不變的河段，水面狀況往往外觀形態相似。	洪水造成河岸侵蝕和淤積、水流中心轉移以及倒下的樹木和巨石被沖走。	10年~1年	河長約 河道寬 10 倍	單一個淺瀾與深潭交替單元
微棲息地尺度 Micro-habitat scale	這包括相同粒徑的河床物質斑塊、細沉積物斑塊、水下植物生長的區域、有機物沉積的區域。如湍流區、沙洲區、草澤區、倒木區、樹覆蓋區。	沉積物和有機物的運輸、局部河床沖刷、季節性植物生長等。	1年~0.1年	河長與 河道寬 略同	棲息地尺度因目標生物而異，因此它可能並非絕對的尺度。有時，它被稱為亞單位尺度

這些空間尺度對應的地形需要長時間才能形成，或引發變化的事件發生頻率較低，因此人類不易察覺其變化。然而，空間尺度較小的構造，在洪水等侵蝕、堆積作用下頻繁變化，但仍能保持一定的位置與形狀。

這些不同空間尺度的河川地形具有**階層性 (hierarchical)** 的特徵（圖 1.2-1）。例如，構成水系最下層的是數個區間，其中一個區間的下游部分又由數個河段構成，一個河段中則有 1~2 組的瀾淵地形。換言之，較大空間尺度中的地形，是由較小空間尺度的地形嵌套而成。

由於對應小空間尺度的地形也扮演著生物棲息地的角色，因此小地形本身具有其意義。另一方面，對應大空間尺度的地形，雖不直接作為生物的棲息地，卻間接支持著決定棲息地的較小地形（圖 1.2-2）。例如，若上游發達的蜿蜒縮短了河流，變成直線河道，則瀾淵的發育會受到抑制，整體地形趨於平坦。因此，不僅是小空間尺度，大空間尺度的河川地形也為生物棲息地的良否判定提供了重要資訊。

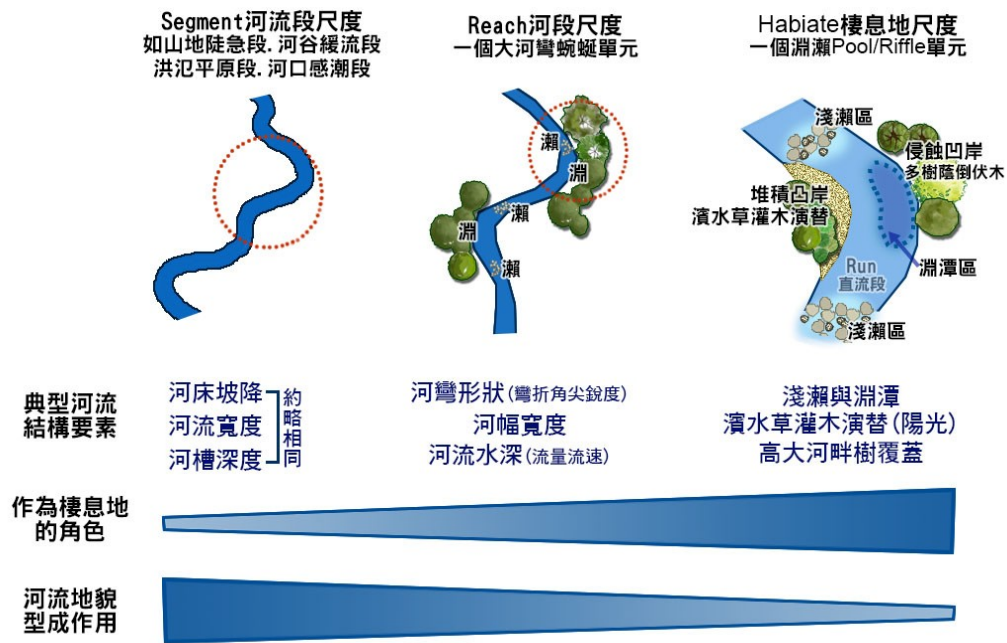


圖 1.2-2 不同空間尺度下河川地形的作用：在地形形成中的作用與作為棲地的作用

1.2.3 河道與洪氾平原

A. 河川地形的區分

河川地形在橫向可分為河道 (main channel) 和洪氾平原 (floodplain) (圖 1.2-3)。洪水時淹水的部分稱為洪氾平原。一般而言，山地區間的洪氾平原發育較差，山地斜面與河道相鄰；而下游則在山地斜面與河道之間出現狹窄的洪氾平原，進入沖積平原後，則出現極為寬闊的洪氾平原 (詳見 1.2.5)。

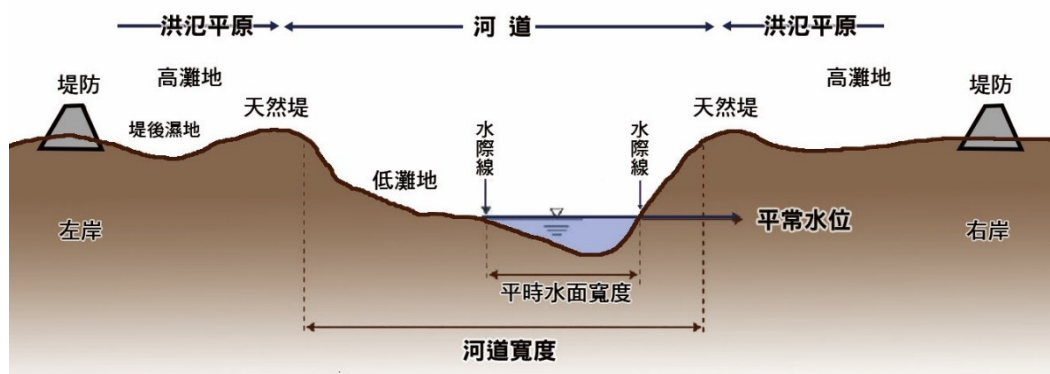


圖 1.2-3 河川地形區分

B. 河道

河道（低水路）是比高急遽變化的左右岸之間的凹陷部分，在沖積平原上，天然堤是其對應部分。數年至數十年發生一次的洪水會在河道斷面內順流而下（圖 1.2-3），超過此規模的洪水發生時，洪水會從河道漫溢至天然堤，淹沒河道側方廣闊的低地，形成背後濕地（後背濕地）。此外，在河川工學領域，人工建造的堤防與堤防之間的河道也被定義為河道，需注意此點。

河道中最深的位置稱為**主深槽 (thalweg)**。平時左右岸的水涯線間的距離稱為平時水面寬度，與河道寬度（川幅）有所區別。台灣與日本的河川大多為礫石河床，洪水時流量流經的河道寬度與平時流量流經的水面寬度比例差異很大。此外，沖積扇河段等天然堤的上游部分此傾向顯著，河道內可見陽光照射到水面而閃閃發光的砂州。

將河道的平均高度連成的線稱為**平均河床形狀**，將みお筋連成的線稱為**最深河床形狀**，兩者皆用於掌握河道的特徵。例如，從平均河床形狀可知河川的平均坡度（圖 1.2-4），從該處可判定山地的區間區分（1.2.4 參照），並推估瀨淵構造等更小尺度的河川地形。此外，透過平時水面寬度程度的主深槽橫斷測量，描繪最深河床形狀，可掌握瀨淵構造的實態。

河道呈現直線、蜿蜒、曲流等多樣的平面形狀，平面形狀的差異也導致河道內形成的地形不同。蜿蜒程度越大，平時的平均流速越小，水深越大。此外，河道內沖刷與堆積的場所會出現瀨淵構造，使河道內的物理環境（底質、流速、水深）的空間異質性變大。將這種蜿蜒程度指標化的即為**蜿蜒度 (sinuosity)**，常作為區間尺度下河道平面形狀特徵的指標。此指標是將河道形成的地形面的最大傾斜方向長度與河道的直線長度之比所表示（圖 1.2-5），直線河道為 1 的最小值，隨著蜿蜒增加，其值也越大。

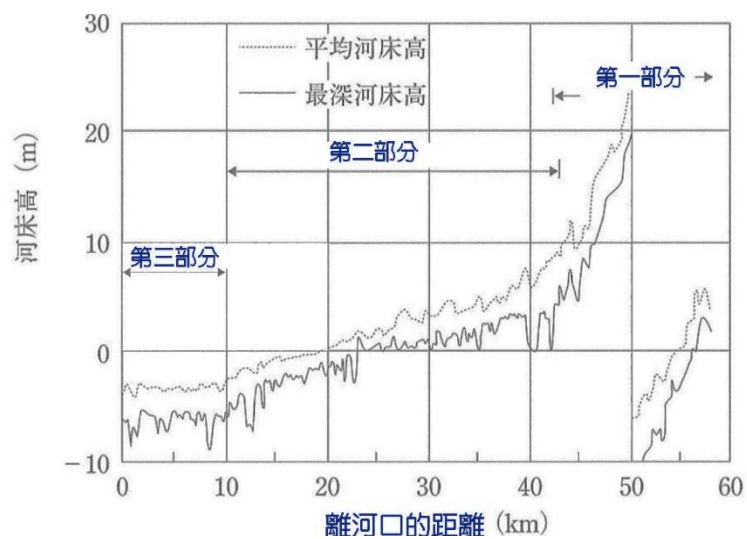


圖 1.2-4 河段區間與河床高度關係圖

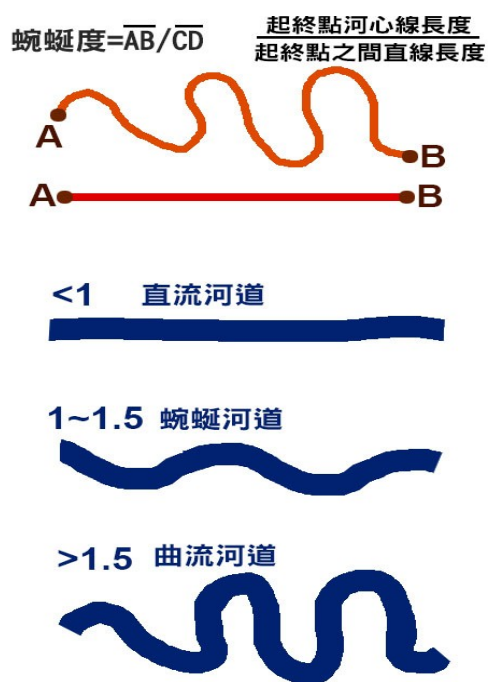


圖 1.2-5 河道蜿蜒度定義與平面形狀

C. 洪氾平原

洪氾平原是洪水時河道溢出的水流中含有的土砂堆積而成的場所，數年一次以上的洪水發生時會淹水。一般上游的山地區間狹窄，下游的沖積扇至天然堤區間則寬闊。沿著河道，洪水時溢出的水中含有的土砂堆積形成。被稱為天然堤，此外，雨季豐水期牛軋湖或地下水位高的堤後濕地常會顯現。

人類農業活動對洪氾平原進行灌溉與排水溝渠開發，大多是為了水稻田耕作。當時，堤防的整備尚不充分，水田與沼澤相連，維持著以往洪氾平原的性質。然而，近百年來，隨著持續的治水事業，堤防化進展，傳統洪氾平原的功能逐漸喪失。此外，治水事業的進展也導致堤內地對氾濫頻度的減少，洪氾區僅限於堤防與堤防之間的河灘地（堤外地）。

1.2.4 河川地形的分類

A. 河道地形分類

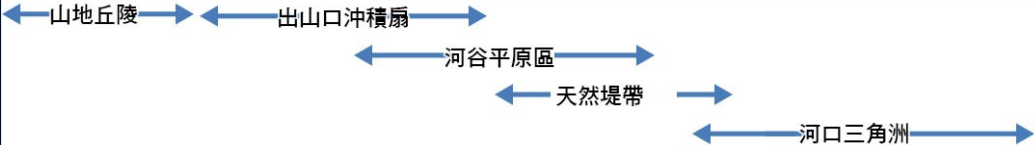
a. 河流段 Segment 尺度下的河道地形分類

河流區間、河流段 Segment 是指河床坡度、低水流路河寬的尺度、河床材料的粒徑、砂洲配置等相似的區間，其空間尺度約為河道幅的數十倍。Montgomery 與 Buffington 將谷底河川的區間以堆積營力（colluvial valley）、沖積谷（alluvial valley）、基岩谷（bedrock valley）三大類進行分類。

1. **崩積谷（colluvial valley）**：由山地斜面滑落的土砂堆積而成的谷地，位於水系的最上游。大規模出水時，會向下游的沖積谷供給土砂，但生產確率極低（規模大），除暴雨、土石流以外，河床材料幾乎不移動，比如上游（源游）河段。
2. **沖積谷（alluvial valley）**：從上游流送的河床材料堆積而成，與前述的崩積谷相比，河床材料移動較為容易。是三種區間中最普遍的類型，與多樣的河段類型相關聯，比如中游河段、河流寬谷河段。
3. **基岩谷（bedrock valley）**：河床幾乎沒有堆積物，河床、河岸皆露出岩盤。Montgomery 與 Buffington 的分類是將山腹斜面受河道侵蝕而形成的谷底河川作為對象，山本則以沖積平原為中心的區間區分。

山本分析了日本河川的特徵，將沖積河川分為 4 個河段區間（河流段區間 M、區間 1、區間 2、區間 3）。沖積平原形成的比較大的河川（沖積河川）在河床坡度的變化點可找到，將此變化點與變化點之間的河流段區間分類。

表 1.2-2 山本晃一的區間區分

	河段區間 M	河段區間 1	河段區間 2		河段區間 3
			2-1	2-2	
地形分類					
河床砂石 代表粒徑 D_r	很多樣	2cm以上	3cm至1cm	1cm至0.3mm	0.3mm以下
河岸構成物質	河床和河岸上 常有岩石	表面可能存在沙子和淤泥， 但它們很薄，並且 由與河床物質相同的材 料組成。	下層與河床物質相同， 為細砂、粉砂、黏土 的混合物。		淤泥、黏土
概略坡降	很多樣	1/60至1/100	1/400至1/5000		1/5000以上
蜿蜒程度	很多樣	河流蜿蜒少	河流蜿蜒曲折，但在河流 寬度/深度比較大的地方， 它可能呈現8字形蜿蜒或形 成河心沙洲。		有些曲流很大， 有些則很小。
河岸侵蝕程度	非常強烈	非常強烈	侵蝕程度中等，河床礫石 越大，水道流動越好。		河岸侵蝕弱， 河道變動很少
低水流路 平均水深	很多樣	0.5至3米	2至8米		3至8米

[山本晃一，沖積河川學，山海堂（1994）]

在沒有河道人為改造(截彎取直、分流等)、砂石採取等人為影響的情況下，縱斷河床坡度、蜿蜒度、河床材料的粒徑、河川寬度水深比等河道特性指標在同一河流段區間內變化不大，但在不同河流段區間之間則有明顯差異。此外，河流段區間內的河道特性在河段尺度、單元尺度（瀨淵尺度）的河川地形上表現強烈，生物的棲息地也與區間特性的變化密切相關，這在思考河川的自然環境管理上是重要的觀點。

山本的區間區分，主要是以山間地之間廣闊的沖積平原為對象的區分，區間 M 的詳細內容並未顯示，區間 1~3 則顯示了各區間的河道特性。關於此點，將於 1.2.5 再次說明。

b. 河段 reach 尺度的河道地形

河段 reach 尺度的河川地形，其範圍約為河道寬度的 10 至 20 倍（大致相當於一個 S 形大河彎的長度）。透過對應此尺度，我們可以觀察到在河流段尺度（segment scale）下難以看清的河川寬度變化，並推測河床形狀的變化。平時的河床材料、流速、水深分布也能在此尺度下進行評估。也就是說，若能掌握這個尺度的地形形狀、堆積與侵蝕的地形資訊，將能推斷水生生物的棲地構造與分布，並在一定程度上預測其可能性。

讓我們先看看對應河段 reach 尺度的代表性河川地形。在國外，Montgomery 和 Buffington 所著的書籍中，詳細介紹了依據山地河川地形學對河川地形進行的分類。他們根據河床坡度的大小，將河段 reach 尺度分為①階梯狀急流河段（cascade reaches）、②階梯-深潭河段（step-pool reaches）、③平坦河床河段（plane-bed reaches）、④深潭-淺灘河段（pool-riffle reaches）、⑤平穩狀態河段（regime reaches）、⑥辮狀流河段（braided reaches）等 6 種類型，並展示了各自的特徵（表 1.2-3）。

日本的生態學者則採用了可見的分類法來對應河床。可見的分類法是根據日本國內的深潭（淵）與淺灘（瀨）的數量和水面形狀，將河床從圖 1.2-6 中坡度陡峭的區域到平緩區域，依序將深潭-淺灘構造分為 Aa 型、Bb 型、Bc 型。此分類法顯示，最初的 A、B 型態下有許多深潭與淺灘，而到 C 型態時，深潭與淺灘的數量則變得非常少。

表 1.2-3 河段 reach 類型的分類

編號	河段 reach 類型	坡度	特徵	備註
①	階梯狀急流 cascade	極大	河床幾乎完全被大塊岩石覆蓋，水流湍急，整體呈現白色泡沫狀。深潭幾乎不存在。河床材料非常不穩定。	
②	階梯-深潭 step-pool	極大	河床坡度不連續，由大塊岩石形成的階梯狀河床與其下游由細小材料堆積而成的深潭交替出現。	Aa 型
③	平坦河床 plane-bed	大	幾乎看不到階梯狀的深潭，水深在流向方向上較為一致。是①與②的下游型態。	Aa-Bb 移行帶
④	深潭-淺灘 pool-riffle	中～小	在沖積河川中最普遍的河段 reach 類型，深潭與淺灘以一定的間隔配置，常伴隨堆積凸岸的砂洲。	Bb 型
⑤	平穩狀態 regime	小	在沙質河床中可見的河段 reach 類型，河道兩岸的沙洲根據流量規模在河床上移動，形成淺灘與深潭。	Bc 型
⑥	辮狀河道 braided	中～小	河道寬闊，水流分岔，河道中沙洲或河心島多，流路也常有變化。	

備註：編號③的深潭-淺灘的一部分、編號⑥的區分，類似高屏溪中下游辮狀河道。瀨、淵的分類，基本上與河段 reach 類型的分類是一致的。

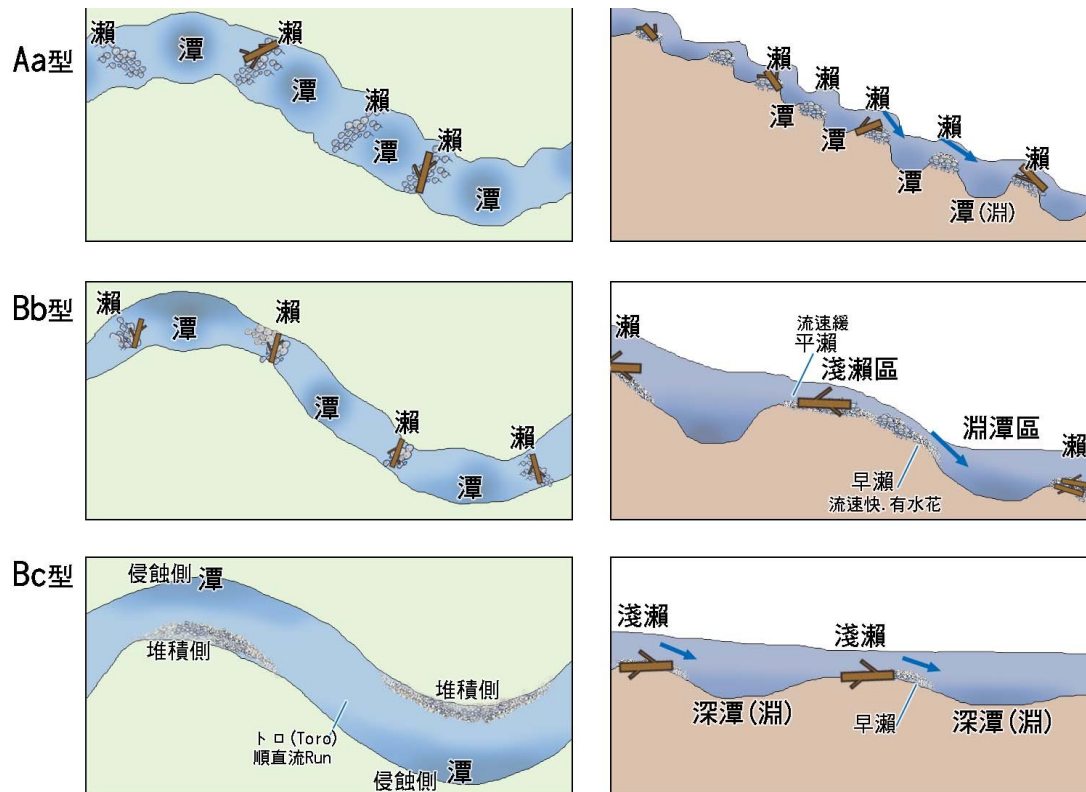


圖 1.2-6 可見的河床類型分類

(參考水野信彥、御勢久右衛門，河川生態學，築地書館（1990）製作)

深潭與淺灘連成一體的稱為 B 型。其中，a、b、c 表示水面形狀的差異，a 為階梯狀落下，b 為波浪起伏但水面坡度相對平緩，c 則定義為幾乎沒有波浪、水面坡度平緩的狀態。Aa 型、Bb 型、Bc 型是這些型態的組合，在自然河川中可以頻繁觀察到。根據 Montgomery 與 Buffington 的研究，Aa 型相當於階梯-深潭，Bb 型相當於深潭-淺灘，而 Bc 型則被認為是穩定狀態(regime reaches)。平坦河床被認為是從 Aa 型過渡到 Bb 型的推移形態。在可見的分類中，由於辮狀類型的定義不明確，因此認為淺灘的形狀相當於 b 型。

c. 深潭-淺灘尺度

深潭-淺灘尺度對應於河岸寬度等級的大小，有時也稱為河道單位尺度 (channel unit scale) 或棲地尺度 (habitat scale)。在此尺度下，河道地形不僅限於平面的彎曲或橫斷面形狀，流速快慢、水深大小等，也會形成生物棲地的單位，與這些河川地形的確認變得可能。關於此尺度的地形類型，可參考 Hawkins 等人的研究案例。

河道單位首先區分為急流 (fast water) 和緩流 (slow water)，接著再細分為有亂流 (turbulent flow) 與無亂流 (non-turbulent flow) 的流動。

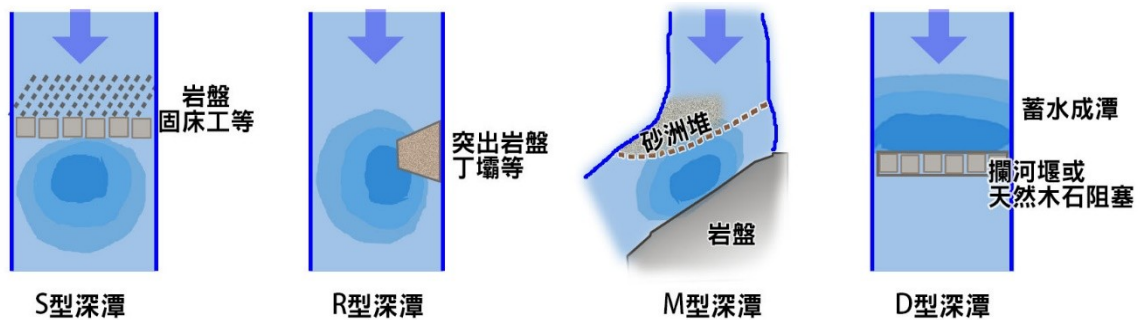


圖 1.2-7 深潭(淵)的分類

表 1.2-4 瀨、淵尺度的地形分類

分 類	特 徵	岩盤 河道	沖積河道						備 註
			①	②	③	④	⑤	⑥	
Fast water急流	快速流動								
Turbulent紊流	湍急流動								
Falls 瀑布	從橫跨河道的建築物或基岩上落下的水流	●	●	●					
Cascade階梯瀑	從巨石和其他結構之間的縫隙中落下的小瀑布，形成階梯狀結構	●	●						a型瀨
Rapids 急流	平坦的河床上水流湍急								
Riffle 淺瀨	湍流常見於河床坡度不超過3%的沖積河道，常見於平床河段、淺潭河段、變流河段和瓣狀河段。				●	●	●	●	b型瀨
Chute 滑道流	岩石地面上狹窄、湍急的溪流	●							
Non-Turbulent非紊流	不受干擾的流動								
Sheet 片流	它們出現在具有各種床層坡度的河道中，在基岩河道外很少見到，並且表現出淺的、空間均勻的流動。	●	●			●			
Run 直流	一種淺而平的水流，比急流更深，河床物質由沙子和大礫石組成。它是所有「急流」單元中流速最慢的。					●	●	●	D型瀨
Slow water緩流	緩慢流動								
Scour pools 冲刷潭	由河床局部冲刷形成								
Eddy pools 渦流潭	河岸邊大型障礙物下游水流中渦流形成的水池，其大小與結構成正比。		●	●	●	●	●	●	R型淵
Trench pools 溝槽潭	水深在縱向上是恆定的								
Mid-channel	它是在河道中心沿著水流方向因收縮而形成的，在潭源處達到最大深度。		●	●	●				
Convergence 匯流潭	兩條河流交會處形成的水池								
Lateral 側邊潭	存在抗侵蝕的河岸，側蝕受到抑制，對岸成為淤積區而形成的水池。在彎道外岸形成的水池也屬於此類。			●		●	●		M型淵
Plunge 跌水潭	水從橫跨河道的建築物或基岩上落下而形成的水池	●	●	●					S型淵
Dammed pools 堰塞潭	洪水導致水深增加時形成的水池								D型淵

為了整理各單元在哪個區段、哪個河段尺度出現，在出現的岩盤、沖積河道（①～⑥）上標示了●記號

1.2.5 沿流程的河川地形

若依循山本的河段劃分，一般而言，河川從山地到海洋，坡度會逐漸趨緩，並依序出現河段 M（山地）、河段 1（沖積扇）、河段 2（天然堤）、河段 3

(三角洲)等四個河段相連(圖 1.2-8)。不過,若途中經過盆地,該處的河床坡度也會變緩;又如黑部川,坡度陡峭地直流入海,因此「從上游到下游河床坡度逐漸趨緩」以及「存在四個河段」的模式並非適用於所有河川,這點需要特別注意。

在此,我們將結合河曲尺度(reach scale)與單元尺度(瀨、淵尺度)的特徵,說明這四個河段的特徵,以及沿著流程的河川地形變化。

i) 河段 M (山地)

平均河床坡度在 $1/60$ 以上。位於最上游,川幅狹窄,形成 V 型谷(圖 1.2-9, a)。此河段的河曲類型以 ① 陡流(cascade)和 ② 階梯-深潭(step-pool)(Aa 型)為主,單元類型則多為陡流(cascade fast water)與渦流-潭(eddy-plunge slow water)的組合。

V 型谷的下游存在著山間的狹窄平地,稱為「谷底區間」(圖 1.2-9, b)。河道受山坡約束而蜿蜒是其特徵,外岸側會成為緊貼山壁的深淵,內岸側則有礫石灘發育。在山本的河段劃分中,並未明確定義此河段,但其河川特性相當於河段 1 的下游部分或河段 2-1(表 1.2-12)。河曲類型為平坦河床(Aa-Bb 過渡帶)及 ④ 瀨-淵(Bb 型),單元類型則為急流(rapid)-淺灘(riffle)-瀨(run)(fast water)與側潭(lateral slow water)的組合。

ii) 河段 1 (出山口沖積扇)

平均河床坡度介於 $1/60$ 至 $1/400$ 。河床材料粒徑在 2cm 以上,河岸構成物質常與河床材料相同,缺乏黏著性。由於洪水時流速大,河岸易受侵蝕,洪水時深槽線容易移動。河道呈直線型,川幅水深比較大,沙洲發達,河道中可見複列沙洲(圖 1.2-9, c)或單列沙洲(圖 1.2-9, d)等,形成寬闊的河原、稀疏的植被,以及白浪翻滾的早瀨。河曲類型為 ④ 瀨-淵及 ⑥ 辮狀河道,單元類型則因沙洲的形成而產生瀨與淵,為淺灘(riffle)-瀨(run)(fast water)與側潭(lateral slow water)的組合。

iii) 河段 2 (天然堤帶)

河床坡度介於 $1/400$ 至 $1/5,000$ 。河床材料粒徑為 $3 \sim 0.3$ cm,河岸下層的構成物質與河床材料相同,但上層則為細砂、粉土、黏土的混合物,具黏著性,耐侵蝕能力較強。河道蜿蜒,川幅水深比較小,河道兩側有寬廣的氾濫平原。此河段可根據河床坡度的大小再細分為兩個次河段(圖 1.2-9, e)。河段 2-1 的

河床坡度相對較大，沙洲會露出水面，河曲類型為 ④ 瀨-淵，可見到 Bb 型的瀨淵構造。相對地，河段 2-2 的河床坡度較小，河曲類型為 ⑤ 常態河床 (regime)，瀨淵構造變為 Bc 型，明顯的瀨與淵已無法確認。

iv) 河段 3 (河口三角洲)

河床坡度在 $1/5,000$ 以下，大致對應於三角洲 (圖 1.2-9, f)。河床材料在 0.3 mm 以下，河岸構成物質也由粉土、黏土所組成。河段 3 的地形形成較為複雜，但只要是比河口稍上游的區段，其河道地形仍受洪水流的影響，會形成符合該區段特性的沙洲。在受潮汐影響、水位變化的感潮帶，退潮時沙洲會露出，形成河道內的「潮灘」。此外，在淡水與海水混合、鹽度介於中間的「河口灣」區域，除了此種潮位變化外，鹽分濃度的時空變化對河川生態系也至關重要。從河口上溯的鹽分，會依序呈現弱混合型、緩混合型、強混合型的順序，鹽水楔的前緣會變得垂直，且水位變動越大，越趨近於強混合型。另外，由於海水密度較大，與淡水不易混合，在弱混合型的情況下，上溯的鹽水會像楔子一樣插入河川水體之下，因此稱為「鹽水楔」。

以上，我們看過了四個河段的劃分，但如本項開頭所述，在日本也有許多河川缺少河段 3 或河段 2 與 3 (下游河段)，海洋影響所及的河段會因河川而異，這點需要注意。例如，擁有下游河段的河川，其感潮帶、河口灣的延伸較長；而缺少下游河段的河川，海洋的影響則僅限於河口附近。因此，在河段 1 直接入海的河川，河道內的潮灘可能不存在或很小，感潮帶、河口灣的延伸也較短。相對地，擁有下游河段的河川，河道內的潮灘面積會增大，感潮帶、河口灣的延伸也相對較長。



圖 1-2-8 以不同的地型區分河段

表 1-2-5 洪氾平原河段的特徵

分 類	特 徵	
Backwaters	根據回水區與洪氾區河流之間的連通狀況，可分為以下幾類：	
Backwaters connected to main river at downstream only	沖積平原上類似池塘的水體，其連通性隨河道水位而改變。	側溝水塘
Backwaters without permanent connection to river. Strongly influenced by floods	那些並非始終與河道相連且極易受洪水影響的地區	低窪區
Backwaters without permanent connection to river. Rarely influenced by floods	它並非始終與河道相連，也幾乎不受洪水影響。	
Continuously flowing side arm	位於洪氾區的小溪流有一定的流速，水邊通常覆蓋著植被和河岸森林。	溪流



a 山地溪谷段



b 谷底河段凹凸岸



c 辮狀河段複列砂洲



d 單列交互砂洲與湍瀾



e 洪氾平原蜿蜒河段



f 河口河段

圖 1-2-9 不同河段的地形景觀

1.2.6 河川地形的形成過程

河川地形是由於流水和流沙的相互作用而產生的侵蝕和堆積現象所形成的。在流量較小的情況下，上游的移動不會發生，但隨著流量增加、流速和水深增大，河床材料的移動隨之發生，河川地形也隨之變化。在此，我們將對河川中形成的典型地形，依直線河道和彎曲河道進行區分說明。

A. 直線區段的河道地形

在直線河道內形成的地形模式（河床形態）主要分為小規模河床形態、中規模河床形態和水深尺度的大型河床形態。小規模河床形態是具有水深尺度的河床形態，而中規模河床形態則具有河幅尺度的大型河床形態。

a. 小規模河床形態

小規模河床形態包括砂漣 (ripple)、砂丘 (dune)、遷移河床、平坦河床、反砂堆 (anti-dune)。這些都具有波狀的縱斷形狀，其長度和波高與水深大致相同。

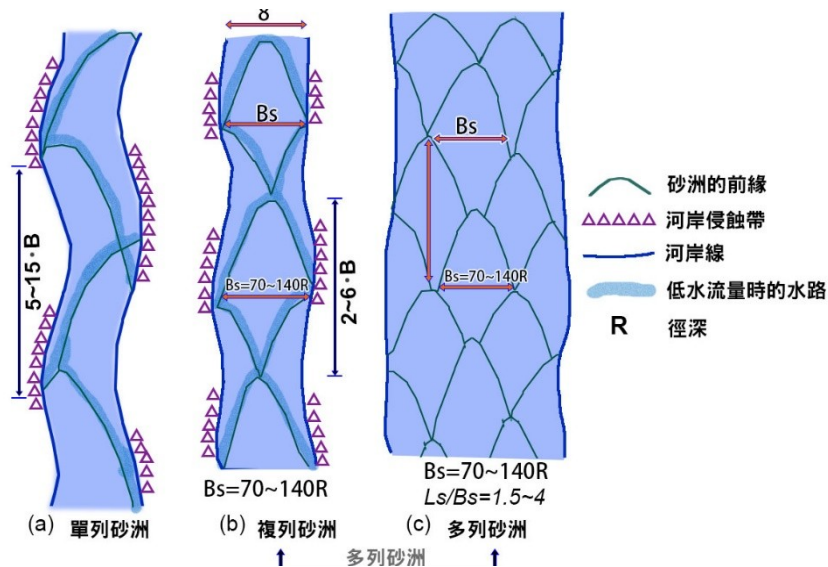


圖 1.2-10 中規模河床形態

中規模河床形態也會在直線區段發生。多樣的河道地形的形成與之相關。如圖 1.2-11 所示，根據河幅與水深比的大小，砂州發生的有無、砂州的類型會有所不同。

(山本晃一，沖積作用學，130，山海堂 (1994))

b. 中規模河床形態

中規模河床形態包括交互砂州、支流砂州、固定砂州（寄州）。其中，支流砂州是在合流點形成的砂州，固定砂州則是在彎曲河道內岸形成的砂州。此外，固定砂州（寄州）在「1.2.6.B 的『彎曲區段的河道地形』」中有說明。交互砂州分為單列、複列、多列（瓣狀）三種類型（圖 1.2-10），其形態皆為河道內地形凹凸的形成。平時，水流沿著此地形上的最低窪地流動，形成深潭和淺灘。這些砂州在直線區段形成，洪水時會向下游移動。然而，深潭和淺灘的位置也保持相同配置，只是整體看似每年向下游移動。在日本的中流域（セグメント 1, 2-1），可以確認交互砂州的發生在許多地方，深潭-淺灘類型的礁灘也與 Bb 型的河床型有關。

黑木和岸針對交互砂州，製作了中規模河床形態的領域區分圖，並將這些河床形態的發生與水理量進行了關聯展示（圖 1.2-11）。

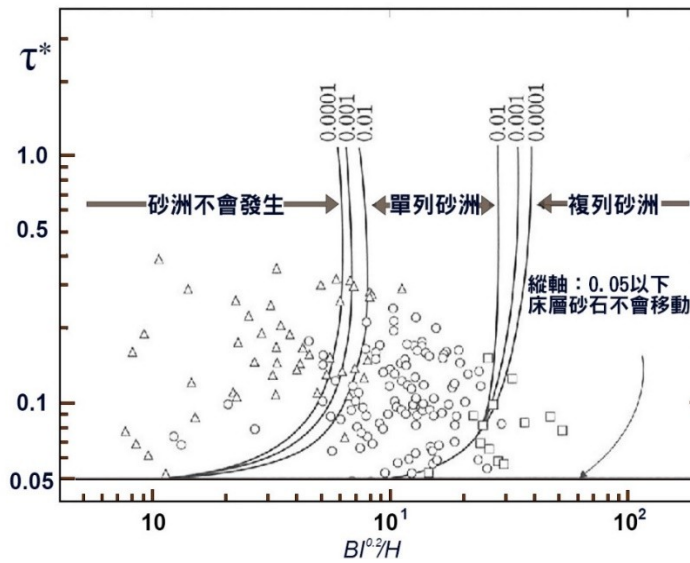


圖 1.2-11 中規模河床形態的發生領域

縱軸： τu 橫軸： B_0^2/H

區域：砂州非發生（不發生砂州）、單列砂州、複列砂州

註記：縱軸 0.05 以下では河床材料は移動しない（縱軸低於 0.05 時，河床材料不移動）

在同一河道中，比較了彎曲區段和直線區段之間交互砂州發達情況下的凹凸縱斷圖。與直線區段的交互砂州（CGU4）相比，彎曲區段的深潭（CGU3, 7）和形成的淺灘（圖中記為ト口）的水深較小，請注意。在彎曲部形成的河道地形會促進深潭-淺灘構造的發達。

從而，同一河床坡降的水路中，若河幅水深比（ B_0/H ：代表流量時的河道寬（ B_0 ）

和水深（ H ）的比值）增大，則砂州非發生 → 交互砂州 → 複列砂州 → 瓣狀砂州，河床形態會發生變化，這一點可以理解。也就是說，河幅水深比較小的箱型河道中，砂州的形成受到抑制，河床變得平坦；而河幅水深比較大的碟形河道中，砂州的形成受到促進，深潭-淺灘構造容易發達。

B. 彎曲區段的河道地形

在彎曲部形成的河道內地形中，深潭-淺灘構造的發達是極其重要的因素。洪水時，彎曲部的螺旋流形成，水面附近的水流從內岸流向外岸，河床附近的水流則從外岸流

向內岸¹³⁾。因此，外岸側的河床材料被輸送到內岸側，外岸側成為沖刷區域（深潭），

內岸側則成為堆積區域（寄州），各自形成深潭和淺灘（圖 1.2-12）。此外，平時在深潭的低窪部分成為深潭，在彎曲部形成深潭-淺灘構造。彎曲部形成的固定砂州（寄州），與因交互砂州而形成的深潭-淺灘不同，其特徵是洪水前後位置變化不大。此外，根據彎曲的程度，一般在彎曲部形成的深潭-淺灘構造，與在交互砂州上形成的深潭-淺灘構造相比，規模更大（例如，深潭的水深更大）的情況較多（圖 1.2-13）。這在提

升河道內物理環境的多樣性方面扮演著重要角色¹⁴⁾。此外，當彎曲部有交互砂州發生，

且彎曲的形狀使得交互砂州的移動停止時，砂州前緣部與彎曲部的深潭重疊，形成更大的深潭，這一點也為人所知。

黑木和岸所示的領域區分圖，其 τu 是在 1.1.4 中參照，橫軸則使用了無因次水深

Fr^{-2} （ Fr 為福祿數）來替代。隨著河幅水深比的增加，砂州發生 → 單列砂州 → 複

列砂州，請注意其變化過程。（黑木幹男, 土木學會論文集 (1984)）

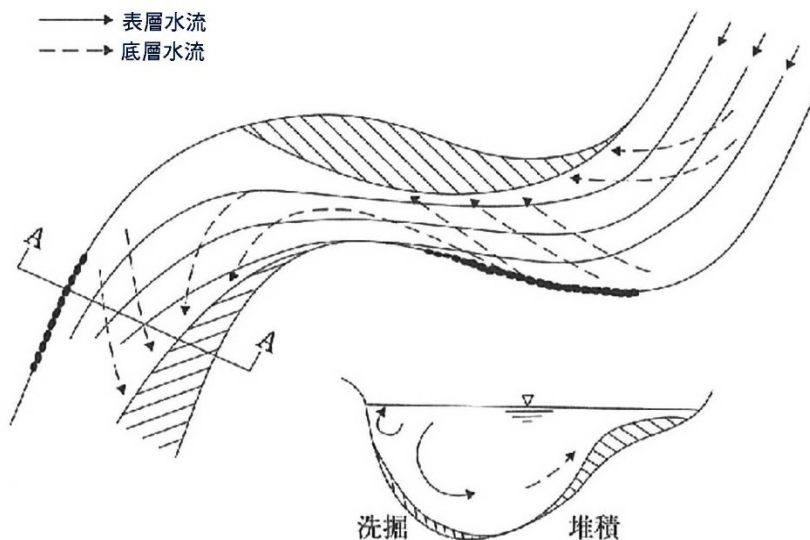


圖 1.2-12 彎曲段洪水時的流況

→：表層的流れ（表層水流）

→（虛線）：底層の流れ（底層水流）

洗掘（冲刷）

堆積（堆積）

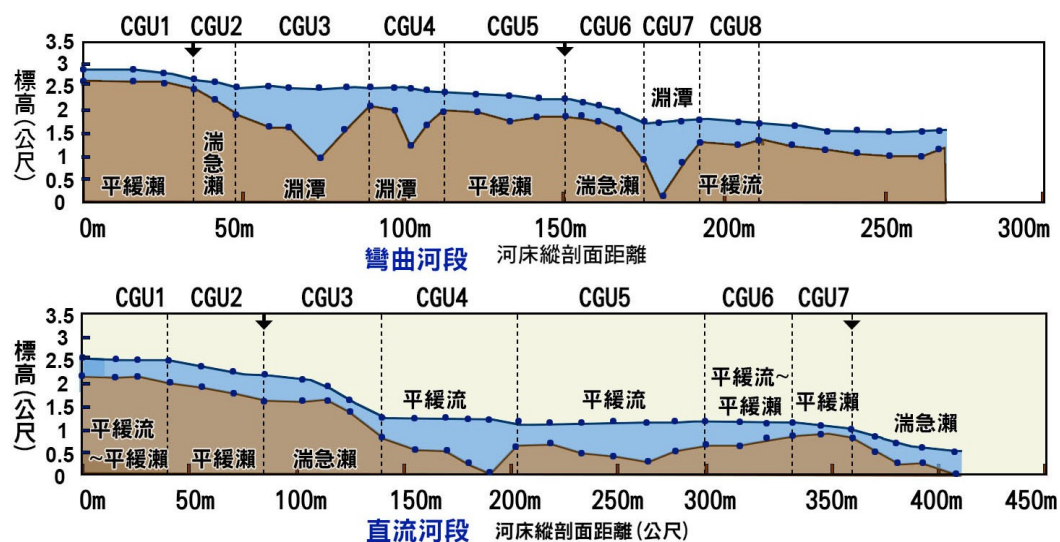


圖 1.2-13 彎曲區段與直線區段的凹凸縱斷形狀比較

縱軸：水深 (m)

橫軸：縱斷距離 (m)

標示：平瀨（淺灘）、淵（深潭）、トロ（Toro）

1.2.7 總結

本節將河川地形按空間尺度分類，對代表性的河川地形如河道、氾濫平原的形成過程進行了概觀說明。此外，關於河道地形，雖然僅對其形成過程進行了說明，這是理解河川生態學所需的最低限度知識，但希望學習更詳細內容的讀者，請參考參考文獻中記載的書籍等。

