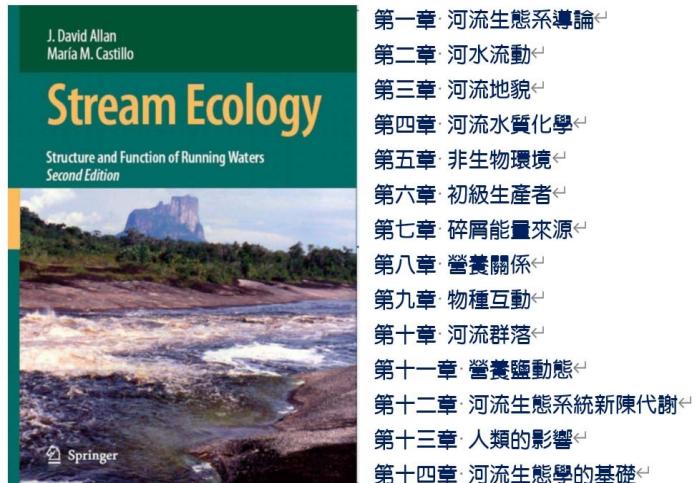


# AM 河流生態學 · Lincaad



## 第一章 河流生態系導論

本章概述了河流與河流的多樣性，包含造成此多樣性的部分原因及其帶來的某些結果。本章旨在為後續的各個章節提供一份藍圖，而非詳細定義術語和解釋原理。透過描繪河流生態系最廣泛的模式，並至少讓讀者一窺其背後的過程，我們希望這篇導論能作為整本書的框架。其中一些概括性的論述後續可能會加以修飾，以承認其例外與限制。然而，正是透過闡明河流生態系的運作原理，以及環境背景如何決定其表現形式的努力，河流生態學家才希望能理解河流與河流的巨大多樣性，並為確保其持續的健康福祉提供必要的指導。

### 1.1 河流生態系的多樣性

溪流和河流以幾乎令人困惑的多樣性存在。溪流(streams)和河流、河川(rivers)之間沒有真正的區別，只是前者較小。有些人使用「大河」(great river)一詞來區分如湄公河、亞馬遜河和密西西比河等河流與一般規模的河流。部分由於絕大多數的河川長度都屬於較小的源頭河流，也部分因為這些較小的系統得到了更大量的研究，許多甚至大多數研究人員都自認為是「河流生態學家」(stream

ecologists)。試圖理解河流系統的原理如何在不同尺度上展現，是本書的主要主題之一。

河流生態系在許多其他特徵上也各不相同。有些因溶解的植物物質濃度高而呈現茶色，稱為「黑水河」(blackwater)；而另一些化學成分較少，因此保持清澈，稱為「清水河」(clearwater)。河流可以在陡峭的斜坡上翻滾、順著大圓石奔流而下，蜿蜒穿過平緩的山谷，或在接近海洋時雄偉地流過廣闊的平原。森林河流的食物網大部分食物基礎來自秋季的落葉，而開放、淺水且多石的河流通常會形成一層豐富的藻類和微生物薄膜。仍保有完整洪氾平原的河流會與鄰近的陸地交換有機物質和養分，且所有河流生態系在橫向、縱向和垂直方向上都表現出高度的連結性（圖 1.1）。

河川科學試圖對這種多樣性進行分類，揭示造成我們觀察到的各種模式的根本過程，並理解這些過程如何與不同的環境背景互動，以及如何從最小的源頭河流到大河的不同尺度上運作。為了更好地理解變異的自然模式，並指導包括復育和河川健康評估在內的管理活動，已經發展出許多河流分類系統。在撰寫本文時，尚無法描述一個總括性的河流分類系統。事實上，這可能不是一個可實現的目標：河流生態系的變異是連續的，變數通常過於獨立以致無法形成可辨識的群集，且不同的分類有不同的目的 (Kondolf et al. 2003a, b)。然而，在了解這些限制的前提下，仍可以做出一些廣泛的概括，有助於組織河流生態系的多樣性與變異性。

### 1.1.1 河流的層級結構

河流及其所流經的景觀單元形成了巢狀的層級結構。最小的永久性流動河流被稱為「一級河流」(first order)。兩條一級河流的匯合會形成「二級河流」(second-order stream)，兩條二級河流的匯合則形成「三級河流」(third-order stream)，依此類推（圖 1.2）。「河川級序」(Stream order) 是河流大小的約略測量方式，在概念上具吸引力，並與許多其他更精確的尺寸測量指標相關，包括流域面積、排水量和河道尺寸。作為一個簡單的分類系統，它提供了關於小河流和大河數量具參考性的統計（表 1.1）。河川系統總長度的絕大部分是由低級序或源頭系統組成，每個系統的長度短且流域面積小。我們可能認為是中等大小的河流，即四級到六級，數量相對較少。在美國，只有大約 150 條河流的級序達到或超過八級；其中，只有密西西比河根據其年排放量躋身世界前 15 大河流之列。

每條河流或河流都流經一片與其大小成比例的土地。這個區域是它的「流域盆地」(drainage basin)，包括了地形上決定的、所有流經該河流的水源貢獻區。雖然通常是為從源頭到河口的整個河流系統定義流域面積，但也可以為個別支流確定流域面積。因此，很明顯地，正如河流網絡形成一個由低級序河流巢狀嵌套於

高級序河流中的層級結構一樣，它們的流域同樣也是層級嵌套的。與河流和河流一樣，有一些重疊的術語被廣泛使用。「流域盆地」(Drainage basin) 和「河川盆地」(river basin) 傾向於用於較大的單元，而較小的單元則被稱為「集水區」(watersheds) 和「子集水區」(subwatersheds)，或「匯水區」(catchments) 和「子匯水區」(subcatchments)。

在世界範圍內，河流根據其在河川盆地和區域內的層級位置進行分類。美國地質調查局的水文單元分類 (Hydrologic Unit Cataloging, HUC) 系統 (Seaber et al. 1987) 根據 1:100,000 的地圖繪製，對不同地理尺度的集水區進行分類（表 1.3）。它首先將美國劃分為 21 個主要區域，這些區域包含單一河流的流域面積或一系列河流的組合流域面積。較小的單元則嵌套在區域內。一個八位數的 HUC 是標準，通常對應於  $10^3$  到  $10^4$  平方公里的流域面積。還存在或正在開發更進一步的細分，從而產生 11 位或 14 位的集水區。

將河流系統視為一個層級排列、巢狀嵌套的單元系列，提供了一個強大的組織框架，用以檢視河流生態系的模式與過程 (Frissell et al. 1986) (圖 1.3)。最大的尺度是河川盆地和流域網絡。河段 (River segments)，通常延伸於上游和下游支流匯合處之間，嵌套在網絡之中。單一河段的長度可能從一公里到數十公里不等，是在這個尺度上可以觀察到主要的洪氾平原和河道特徵。個別的「河段區」(reaches) 是河谷段內可辨識的同質單元。在實務上，它們通常被定義為一個重複的河道單元序列（如「淺灘-深潭-直流」序列），或透過取樣慣例來定義，例如等於 25 倍河流寬度的距離。一個河段區在小溪中可能長 100 公尺或更短，在較大的河流中則可達數公里。諸如深潭或淺灘等「大棲地」(Macrohabitats) 出現在河段區內，而「微棲地」(microhabitats) 則存在於大棲地中。

河流系統的層級觀點也強調，作用於層級結構上層的過程控制著在層級結構下層表現出的特徵，但反之則不然。氣候、水流來源、地質和地貌對河川盆地和網絡的發展具有特別的控制力，並設定了塑造河段到河段區尺度上河道和特徵的互動地貌過程的範圍。在更局部的地方，河岸的穩定性和形成深潭的木材供應，則強烈影響河道特徵和棲地的細節。

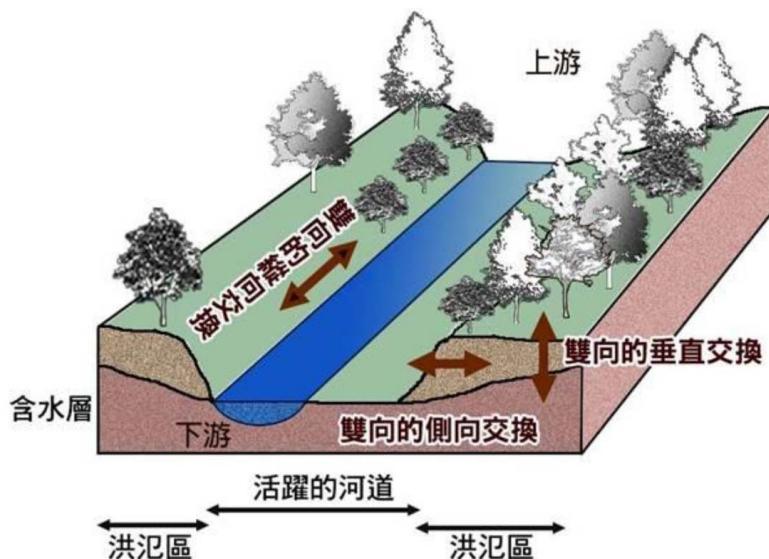


圖 1-1 河流生態的三維軸線(上游/下游、河道/河岸、地表/地下)

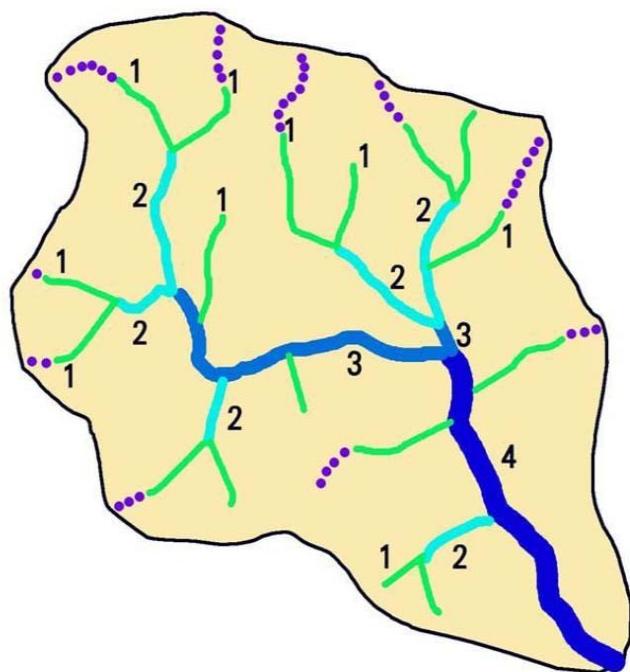


圖 1-2 河流級序圖

表 1.1 美國不同規模河流的數量和長度

<i>Order</i>	<i>Number</i>	<i>Average length</i> (km)	<i>Total length</i> (km)	<i>Mean drainage area</i> (km <sup>2</sup> )
1	1,570,000	1.6	2,510,000	2.6
2	350,000	3.7	1,300,000	12.2
3	80,000	8.8	670,000	67
4	18,000	19	350,000	282
5	4,200	45	190,000	1,340
6	950	102	98,000	6,370
7	200	235	48,000	30,300
8	41	540	22,999	144,000
9	8	1,240	9,900	684,000
10		1	2,880	3,240,000

表 1.2 北美 10 條最大河流，按其流量排名。

<i>River name</i>	<i>Discharge</i> (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	<i>Basin area</i> (km <sup>2</sup> )
1 Mississippi	18,400	3,270,000
2 St. Lawrence	12,600	1,600,000
3 Mackenzie	9,020	1,743,058
4 Ohio	8,733	529,000
5 Columbia	7,730	724,025
6 Yukon	6,340	839,200
7 Fraser	3,972	234,000
8 Upper Mississippi	3,576	489,510
9 Slave (Mackenzie Basin)	3,437	606,000
10 Usumacinta	2.687	112.550

表 1.3 水文單元目錄圖，以密西根州 Mill Creek (04173500) 為例。

<i>Code segment</i>	<i>Name</i>	<i>Number in the United States</i>	<i>Average area</i> (km <sup>2</sup> )
04	Water resource region	21	460,000
0417	Subregion	222	43,500
041735	Accounting code	352	27,500
04173500	Cataloguing unit	2,150	1,820

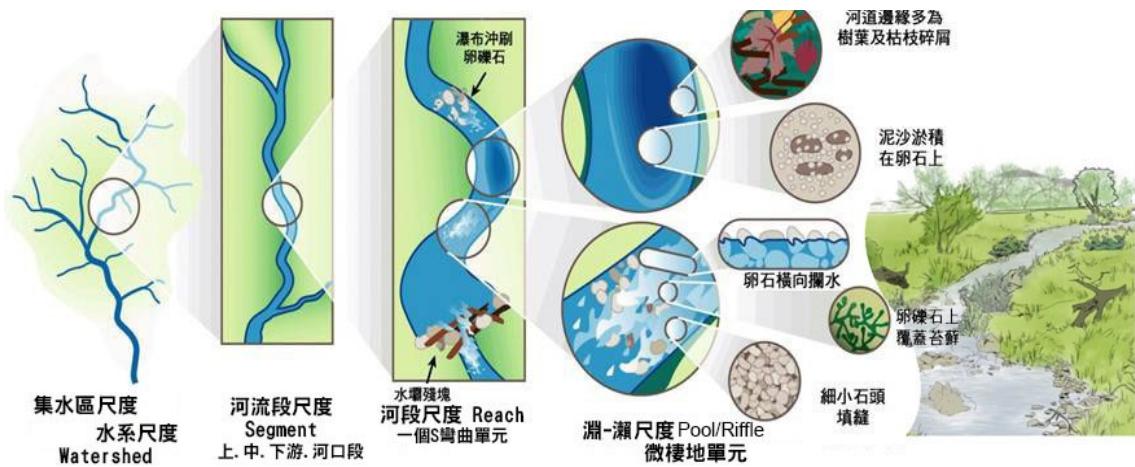


圖 1.3 河流系統的層級結構圖，1000m/100m/1m

### 1.1.2 縱向模式

沿著河流長度發生的一些變化已經被提及。隨著支流匯入和網絡流域面積的增加，河流的尺寸和水量也會增加。河流具有一個特徵性的「縱向剖面」(longitudinal profile)，通常在其發源的高地地區較為陡峭，而在靠近終點的低地地區坡度則較為平緩。河流的縱向剖面大致可分為三個區域：沉積物的侵蝕、輸送和沉積 (Schumm 1977)。除了坡度較陡之外，源頭地區通常有深 V 形的山谷、急流和瀑布，並會輸出沉積物。中海拔的「輸送帶」(transfer zone) 特徵是較寬的山谷和較平緩的坡度。支流在此匯合，並開始出現一些蜿蜒。沉積物從源頭地區接收，並被輸送到河流系統的下游部分。在較低海拔的「沉積帶」(depositional zone)，河流在一個寬闊、近乎平坦的山谷中蜿蜒，並可能在流經其自身沉積的沉積物時，被分成多個河道。

這個描述為我們對河流的看法增添了另一個視角，即沉積物的侵蝕、輸送和沉積。由於河流輸送沉積物的能力是坡度和流量的函數，且移動大顆粒需要比小顆粒更大的力量，因此河流也是一台「沉積物分選機」。事實上，許多構成河流多樣性的河道類型和特徵，例如巨石瀑布、急流、淺灘-深潭序列等，都可以看作是展現了一個由沉積物供應、水流動力以及第三章將考慮的其他因素所決定的縱向演進過程（圖 1.4）。

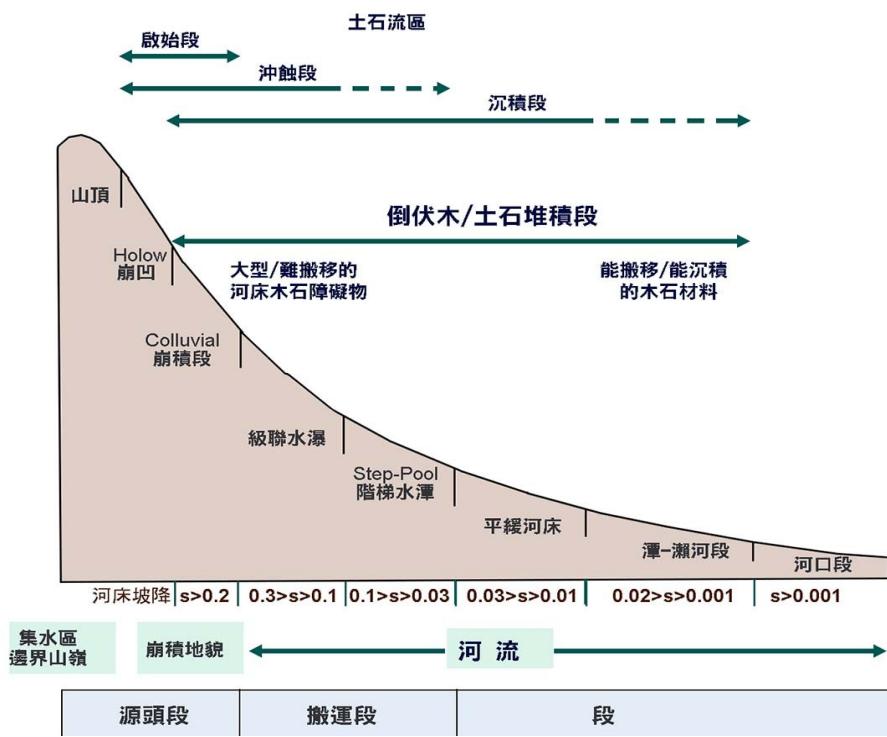


圖 1.4 在河川剖面上，河道類型會依序變化，這是由於坡度、泥沙供給、河道中大型木材對泥沙的截留以及其他因素等複雜相互作用所致。儘管閾值可能難以確定，但某些河道特徵會在相當長的距離內普遍存在，這被稱為過程域。該模型是針對美國西部的小型山澗溪流開發的。（From: Montgomery, Buffington, 1997）

### 1.1.3 河流及其河谷

河流生態學家早就認識到周圍土地對河流生態系的深遠影響（「在各方面，河谷主宰著河流」，Hynes 1975）。落在集水區內的雨雪透過無數流徑到達河流。其中一些，特別是地表和淺層地下水水流，會迅速到達河流，因此暴雨過後很快就會出現高流量。其他的，主要是地下水水流，則非常緩慢，以至於河流流量對降雨事件幾乎沒有反應。在地質、坡度和植被對自然系統中的這些流徑有強烈影響，而人類的土地利用則增加了更多的複雜性。迅速流過地表的降水會將沉積物和有機物質沖入河流，而在地下停留時間較長的水則有更多機會溶解礦物質，並帶上底層地質的化學特徵。河谷的坡度是源頭地區沉積物輸入的主要來源，這些地區會將除了最大顆粒以外的所有物質向下游輸出，而隨著河流的蜿蜒和洪水驅動著無盡的侵蝕與沉積循環，河道壁在中下游河段作為沉積物來源的重要性日益增加。因此，河流的水文、河道形狀及其化學性質的關鍵面向，是氣候以及河谷的地質、地形和植被的結果。

與河流接壤的土地無疑具有最大的影響力，影響著多種河流功能。這個被稱為「河岸帶」(riparian zone) 的區域，在河流經常溢出其河岸的地方包括了洪氾平原，其邊緣和植被的影響力怎麼強調都不為過。樹根穩定河岸並防止崩塌，樹枝和樹幹無論落入河流何處都能創造棲地的多樣性，樹冠的遮蔭能防止過度升溫，而植被和無脊椎動物的落入是河流食物網的主要能量來源。當植被沿著河流長度、跨越生態區域或因人類活動而改變時，河流會在多方面受到影響。

## 1.2 河流生態系

河流生態系整合了生物群與生物互動，以及所有共同決定系統如何運作的互動物理和化學過程。可以辨識出一些表徵整個系統的特性：其總體生產力和新陳代謝、養分被利用的效率、能量供應的多樣性，以及物種和攝食角色的數量。所有生態系都有跨越其邊界的通量，但河流生態系特別開放，在縱向、橫向和垂直方向上都表現出高度的連結性（圖 1.1）。生態系包含人類，而河流一直是人類定居的磁石，提供飲用水和種植作物的用水、可採捕的資源、交通運輸和水力發電。無論是以微妙還是明顯的方式，今日幾乎所有的流水都顯示出因人類活動而改變的某些跡象。

### 1.2.1 能量來源

在河流食物網中，所有可供消費者利用的能量最終都源於初級生產，但不一定來自水生植物或河流內部。最重要的初級生產者，尤其是在小溪中，包括藻類、矽藻和其他微觀生產者。這些生物被發現在石頭、木材和其他表面上，並出現在光線、養分和其他條件適合其生長的地方。從周圍土地進入河流的有機物質，例如落葉和其他動植物碎屑，是大多數河流中重要的能量來源，並且在許多河流中居於首要地位。細菌和真菌是有機基質的直接消費者，並在此過程中為消費者創造了富含微生物且營養豐富的食物供應，包括無機和有機表面上的生物膜，以及佈滿真菌菌絲的秋季落葉。

河流通常從上游接收有機物質，也從橫向接收，這取決於河岸植被的性質以及河流與洪氾平原的連結性。在森林覆蓋的源頭河流和大型洪氾平原河流中，大部分能量是以外部輸入的形式接收，稱為「異營來源」(allochthonous sources)。在開闊草地上流淌於石質底床的河流，通常會在基質上發展出豐富的藻類層，因此大部分能量是在內部產生的，即來自「自營來源」(autochthonous source)。通常，河流和河流的食物網是由異營和自營能量來源的複雜混合物所驅動，而解開它們對更高營養級的相對貢獻是一項相當大的挑戰。

## 1.2.2 食物網與生物群落

正如它們適應其物理環境一樣，河流生態系的生物也展現出特定的食物採集能力和攝食模式，這些模式是由可用的食物供應和它們覓食的棲地所塑造的。河流的「大型無脊椎動物」(macroinvertebrates)，包括昆蟲、甲殼類、軟體動物和其他分類群，根據其收集食物的方式以及食物類型，被組織成「功能性攝食群」(functional feeding groups)。「刮食者」(Grazers and scrapers) 從基質表面，特別是石頭上，消耗藻類；「撕食者」(shredders) 消耗富含微生物的秋季落葉；「捕食者」(predators) 消耗其他動物；而「收集-採集者」(collector-gatherers) 則以豐富且無定形的細小有機顆粒為食，這些顆粒源於葉片和所有曾經有生命的物質的分解。由於功能性攝食群主要強調食物的獲取方式而非其來源，它們可能暗示了營養途徑之間比實際情況更大的區別。在生物膜的情況下尤其如此，生物膜似乎無處不在，並可能直接貢獻於所有消費者的營養需求。

河流生態系的脊椎動物同樣在其攝食角色和利用可用資源的適應性上展現出相當大的多樣化。各種營養類別，通常稱為「同功群」(guilds)，包括食藻者(algivore)、食碎屑者(detritivore)、雜食者(omnivore)、食無脊椎動物者(invertivore)和食魚者(piscivore)；攝食地點（例如，溪床對比水面）也可能被區分。許多魚類主要以無脊椎動物為食，蠑螈、一些鳥類和哺乳動物也是如此。藻類是許多魚類，特別是熱帶地區魚類，以及一些無尾兩棲類幼體的主要食物。其他具有較長腸道的魚類能夠消化碎屑，包括葉片物質和軟泥。除了雜食者（一個通常用來描述其飲食包括植物（或碎屑）和動物物質的物種）和食魚者（在其生命史早期是食無-脊椎動物者）之外，許多物種的攝食範圍比這些類別所暗示的更廣。

河流生態系的生物群落是由適應區域條件（包括物理環境和食物資源）的生物體所組成，並透過與其他物種的互動進一步精煉。類似於大尺度的氣候、植被和地質影響河流環境的局部尺度物理和化學特徵的方式，一系列層級嵌套的環境因素也影響著在逐漸局部化的空間尺度上的物種組合（圖 1.5）。

能夠在特定河流網絡中定殖和生存的物種，是那些出現在該區域內，並能耐受水文和熱力狀況以及水化學的物種。要在河谷河段區層級上持續存在，需要物種的適應性與物理棲地、食物資源以及特定的溫度和水流條件有更精細的匹配。在河道單元和微棲地層級的額外過濾器，進一步將合適物種的庫存限制為那些具有適合更精細尺度條件的特徵的物種，例如基質間隙內的空間、局部水力條件，以及棲地和食物資源。最後，物種間的互動可以作為一個強大的額外過濾器，例如

當一個物種在競爭中取代另一個物種、缺乏關鍵的食物資源，或者頂級捕食者消滅了所有除了最隱蔽或最難以捉摸的獵物。

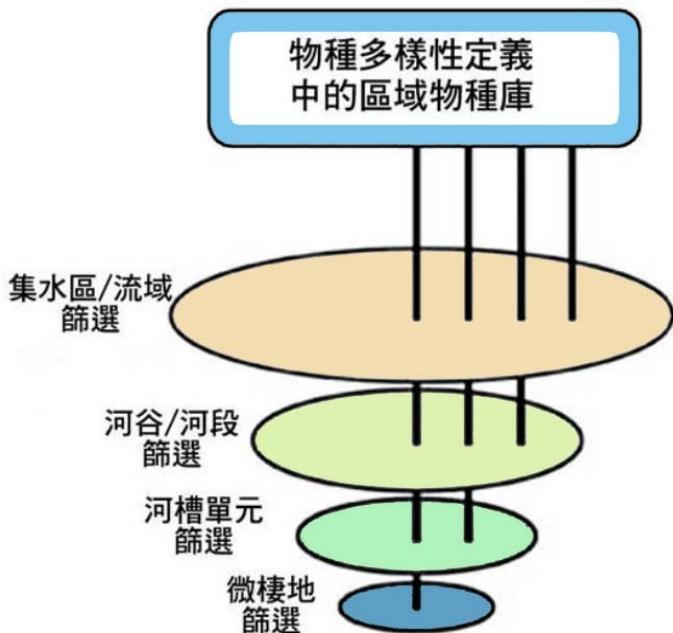


圖 1.5 一個地點物種的數量和類型反映了它們所具有的特徵（營養、棲息地、生活史等），這些特徵使它們能夠在不同的空間尺度上通過多重生物和非生物篩選。特定微生境中的物種組合具有適合該流域/盆地、谷底/河段以及河道單元和生境條件的特徵。（Poff 1997）

### 1.2.3 河流生態系

河流生態系包括其水文學、河道和棲地類型的多樣性、溶質和沉積物，以及生物群。某些過程和特性在整個生態系的層級上浮現，包括能量流經食物網、碳 (C) 和氮 (N)、磷 (P) 等養分的循環，以及物質從源頭到海洋的起源、處理和運輸。河流不僅是水文循環中的重要環節，也是「沖刷大陸廢墟的溝渠」(Leopold et al. 1964)，同時也是使用和再利用具有生物反應性元素的生態系。

在任何生態系中，「養分循環」(nutrient cycling) 描述了某種養分的吸收（通常是從溶解的無機相），及其隨後被納入生物組織中。該物質在植物或微生物內以有機形式停留一段時間，並可能通過其他消費者，但最終會透過排泄或呼吸作用被「再礦化」(remineralized)，從而完成循環（圖 1.6）。在流水中，下游輸送發生在無機和有機兩個階段，但尤其是在前者，將循環拉伸成一個「螺旋」(spiral)。因此，「吸收距離」(uptake distance) 而非時間，成為生物可利用性和需求的有用衡量標準。

在集水區尺度上，「質量平衡分析」(mass balance analysis) 透過計算所有進入景觀的輸入和從河口輸出的量，來補充河段區尺度的吸收研究。其差額是對生態系過程移除或儲存在土壤和沉積物中所有養分的估計，這可以被視為對生態系提供的服務及其限制的衡量。例如，似乎大約 25% (但偶爾高達 50%) 的總氮輸入到集水區的量會從河口輸出；其差額主要歸因於在陸地生態系、濕地和河流本身發生的「脫氮作用」(denitrification) (Howarth et al. 1996)。這類分析對於建立密西西比盆地上游肥料使用與墨西哥灣「缺氧區」(anoxic zone) 之間的聯繫至關重要，在該區域，養分富集已對大片區域的漁業造成損害。養分輸出量是輸入量的相當恆定的百分比，而輸入量在不同集水區之間存在差異，主要是由於人類對農業活動、糧食和作物進出口以及大氣沉降的影響。要減少河流輸出的養分質量，將需要減少輸入，或尋找增加內部移除的方法。

「河流連續體概念」(river continuum concept) 將河川級序、能量來源、食物網，以及在較小程度上將養分，整合到一個河流生態系的縱向模型中（圖 1.7）。在流經森林地區的河流系統中，源頭（1-3 級）受到嚴重遮蔽並接收大量落葉，但藻類生長通常會受到光線限制。4-6 級的河流預計會支持更多的植物生命，因為它們更寬且遮蔽較少，此外還能接收來自上游的有機顆粒。源頭有更多的異營輸入，表現為初級生產與呼吸作用的比率遠低於一，而中游河段則有更多的自營生產和更高的 P/R 比。高級序的河流太寬，無法被河岸落葉主導，也太深，以至於河床上的藻類生產不重要。取而代之的是，來自上游和洪氾平原的有機輸入，以及河流浮游生物，扮演了更重要的角色。

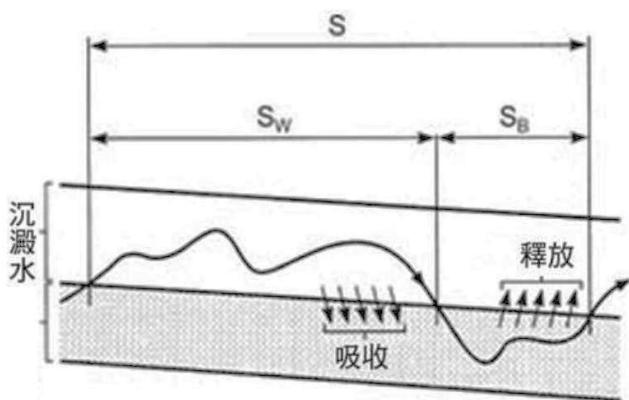


圖 1.6 溪流中營養物質的吸收與釋放與下游輸送密切相關，形成螺旋狀循環。螺旋長度是指營養物質原子以無機溶解形式在水體中行進的距離（稱為吸收長度， $S_w$ ，單位為米 m）與營養物質在生物體內礦化並返回水體之前行進的距離（稱為週轉長度， $S_B$ ）之和。箭頭表示河床中營養物質的吸收和釋放。（Newbold 1992）

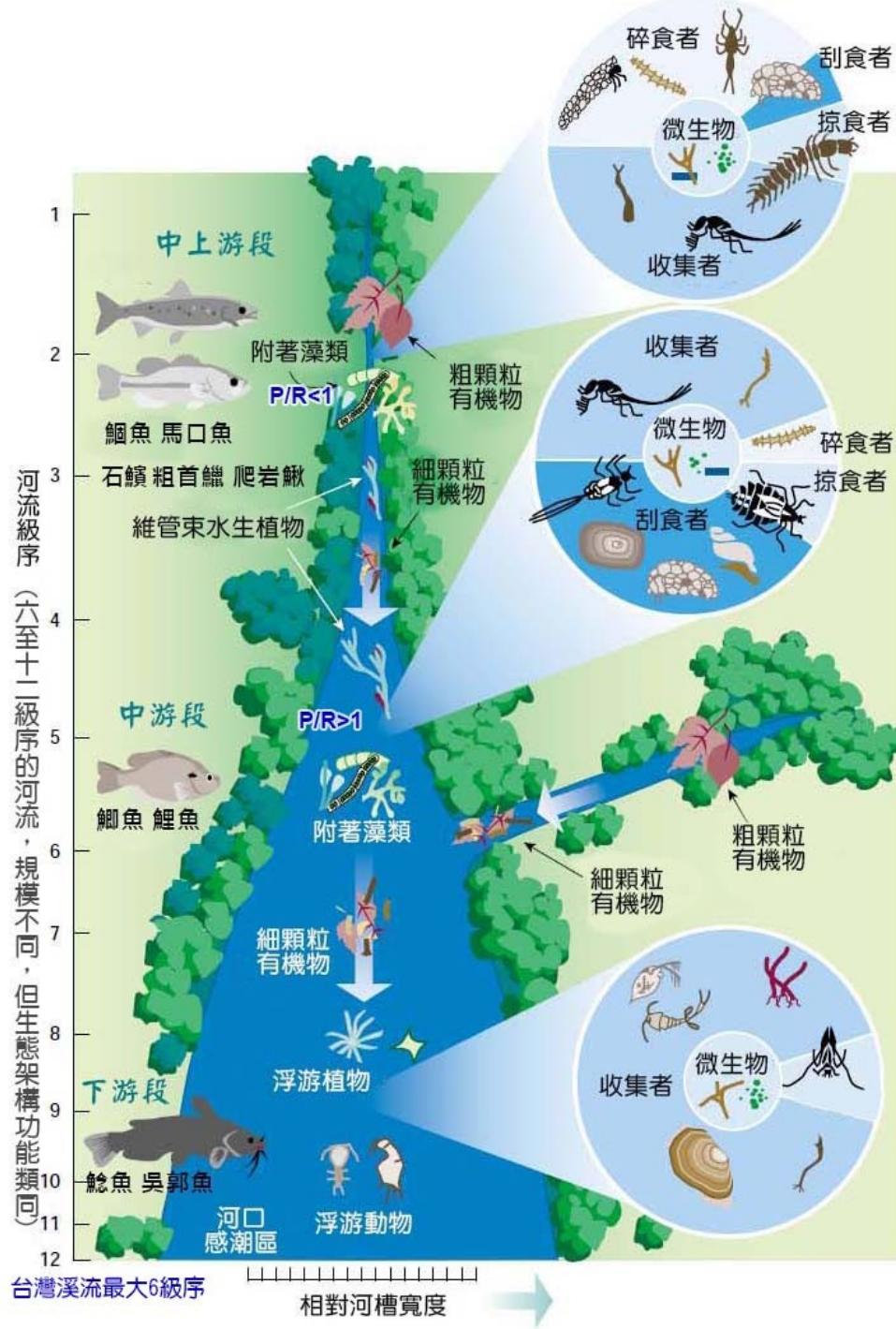


圖 1.7 河流連續體 RCC 概念概括了從一級溪流到大型河流過程中能量輸入和消費者的預期縱向變化。較低的 P/R 比值表明，食物網提供的大部分能量來自有機物和微生物活動，並且主要來自河道外的陸地生產。P/R 比值接近 1 表明，食物網的大部分能量來自河道內的初級生產。一個重要的上下游連結是細顆粒有機物 (FPOM) 從源頭向下游的輸出。(Allan 1995)

## 1.3 今日河流的現狀

今天，很少有河流是原始的，大多數都有悠久的改造歷史。在人類定居廣泛的地區，這些變化可能如此深刻且久遠，以至於即使是最好的生態偵探也無法確定其歷史狀況。因此，觀察那些近期才有人類干擾歷史、且我們可能錯誤地認為與原始狀態幾乎沒有改變的地區，是具有啟發性的。科羅拉多洛磯山脈前緣的山區河流就是這樣一個例子 (Wohl 2001)。特別是在高地鄉村，那裡繁花似錦，富含鱒魚和其他野生動物，遊客可能會認為他們凝視的是如同美洲原住民佔據這片土地時一樣自然的河流。然而，這遠非事實。當第一批探險隊在 1840 年代報告這些山谷和河流時，海狸捕獵者早已在此活動。由於堪稱「生態工程師」(ecological engineer)—一個透過其活動操縱棲地和生態系過程的物種—的典範幾乎被滅絕，山區河流的海狸壩減少了，水流狀況改變了，濕地和河道棲地減少了，幼鱒魚可以生長的場所也變少了。1859 年金銀的發現引發了一場採礦熱潮，改變了山谷，並導致河流酸化，至今仍在持續。到了 1860 年代，較低的山谷開始有人定居，森林被砍伐，河流被引入灌溉溝渠。甚至美國西部的「水法」(water law)，其強調上游使用者的優先權，也反映了這個早期定居時期。原生食草動物被牛羊取代，局部地區發生了嚴重的過度放牧。然後，越來越多的人被這個「西方的瑞士」及其在偏遠地區和山谷中豐富的休閒機會所吸引。然而，人們仍然可以驚嘆於這個地區的風景之美，並想像它一如既往。這就是後來被稱為「基準線轉移」(shifting baseline) 的一個例子，即人類根據他們對當前和極近過去的感知和記憶來定義何為自然。

今日河流的現狀如何？這個問題的許多答案將在本書中出現，但仍缺乏一個明確的答案。全球和國家的評估都非常粗略，但仍然表明大多數河流都受到人類活動的影響，而且往往程度相當大 (Revenga et al. 2000)。可以肯定的是，有些地區確實是人們所能想像的最未受觸及的，包括堪察加半島盛產鮭魚的大河、亞馬遜和奧里諾科盆地的偏遠熱帶河流，以及其他一些地方。隨著新的生物評估方法變得標準化並被廣泛部署，河流調查正開始對盆地和地區的河流健康狀況進行全面的評估，最終這些評估將被整合為關於河流生態系現狀和趨勢的國家級評估。

毫無疑問，大多數河流和河流將繼續面臨一系列嚴峻的威脅。首要的是人口增長及其所有表現形式：擁有不透水表面和管道系統的城市區域、向農田和日益偏

遠地區擴張的住宅，以及農業的集約化。這些趨勢通常被總結為城市和農業土地利用的變化，導致水和沉積物的供應改變，以及養分和污染物的濃度增加。直接的後果包括棲地破碎化和退化、沉積作用、某些系統的富營養化，以及其他系統的中毒。耐受性強的物種繁殖並擴散，而敏感物種則減少。再加上非本地物種的入侵，其中一些物種適應性很強並在受干擾的條件下茁壯成長，河流生物群落經歷了簡化和同質化。全球範圍內，水壩建設可能實際上正在減少，部分原因是對社會和環境成本的認識，部分原因是最佳壩址已用盡，但對某些地區而言，這個時代遠未結束。隨著對氣候變遷生態效應的擔憂加劇—這對河流預示著重大的水文影響—用可再生能源取代化石燃料的願望，促使在更多河流上建造更多水壩。在季節性或經常性缺水的地區，水的儲存、抽取和轉移幾乎持續不斷地對河流管理者施加壓力，要求他們在人類人口和發展所需的水與生態系所需的水之間，定義並捍衛後者的需求。

為了保護和恢復河流，管理者需要藉助最好的科學來證明其建議的合理性，並且必須讓公眾了解健康的河流生態系所提供的價值 (Baron et al. 2002)。流動的水提供了人類賴以生存的至關重要的「商品與服務」(goods and services)。這一點在許多城市對其飲用水供應集水區所給予的保護地位中顯而易見。河流生態系在全球循環中扮演著基本角色，將水從陸地輸送到海洋，同時還輸送大量的沉積物、碳、氮和其他物質。河流提供可採捕的資源，特別是在亞洲和非洲，那裡的河川漁業是大量人口蛋白質和就業的主要來源 (Allan et al. 2005a)。河流是交通走廊和水力發電的來源，在許多國家和美國的一些地區提供了大部分消耗的能源。河流提供灌溉用水，對農作物和牲畜至關重要。河流提供休閒、美學享受和精神上的更新。

研究河流的人們面臨的巨大挑戰，是為協調人類需求與生態系需求做出貢獻。在人口和經濟增長的驅動下，人類的需求只會增加。然而，提高效率、將水重新分配給更高優先級的用途，以及增進對健康河流所帶來的人類福祉的理解，為在相互競爭的需求之間尋求更好的平衡提供了途徑。要理解河流生態系的運作，不僅取決於令人興奮的概念性科學進展，還取決於它們的管理、保護和恢復。我們希望接下來的篇章能對這兩個目標都有所貢獻。

## 第二章 河水流動

河流生態系在水流的數量、品質、時間點及時間變異性上，展現了廣泛的自然變異。一條河流需要多少水？自然的變異性有多重要？要回答這些問題，理解水流及其對河流物理、化學和生物狀況的深遠影響至關重要。本章將說明對水循環的基本認識，對於理解河流流量的大小和時間點為何如此關鍵，並討論自然的流量變異通常如何被人類活動所改變。今日，水文學分析的工具正日益與河川科學的其他元素結合，以確保「環境基流量」(environmental flows) 足以保護和恢復河流生態系。

人類社會為了滿足農業、市政和工業需求，從河流、湖泊、濕地和地下含水層中抽取大量的水。然而，淡水生態系也需要足夠的水量、足夠的品質和在正確的時間，才能為社會提供具有經濟價值的商品和服務。功能完整且生物複雜的淡水生態系所帶來的好處包括防洪、交通、休閒、淨化人類和工業廢水、為動植物提供棲地，以及生產魚類和其他食物與可銷售的商品 (Baron et al. 2002)。然而不幸的是，現存的和預計未來將增加的用水需求，正導致這些人類用途與保護和管理完整、運作正常的河流生態系之間的衝突日益加劇 (Postel and Richter 2003)。

人類對河流和其他地表淡水的影響是驚人的。目前，全球超過一半的可及逕流被人類使用，預計到 2025 年，這一比例將增至 70% (Postel et al. 1996)。蓄水、地表水和地下水抽取、跨流域調水，以及大量的小型水壩、堰和引水工程，改變了水流模式、減少了地表流量，並使河道破碎化。在美國，有超過 75,000 座高度大於 2 公尺的水壩和約 250 萬座較小的水利控制結構 (Poff and Hart 2002)，因此，一項對美國本土 48 個州的河流調查發現，僅剩下 42 條長度超過 200 公里、高品質且自由流動的河流，這一點也不令人意外 (Benke 1990)。全球範圍內，大型水壩（定義為高度大於 15 公尺，或高度大於 5 公尺且水庫容量大）的數量超過 45,000 座 (WCD 2000)（圖 2.1），而小型水壩的數量則估計有 800,000 座 (McCully 1996)。在北美、歐洲和前蘇聯的 139 個最大河流系統中，略多於四分之三的系統其主要河道受到水流控制結構的高度或中度破碎化影響 (Dynesius and Nilsson 1994)。Revenga 等人 (2000) 估計，全球 60% 的河流因水文改變而破碎化。

未來，人口規模和富裕程度的增加將對地表水供應提出更高的要求，一些含水層將會枯竭，氣候變遷也為水的可利用性帶來了更多的不確定性。最近一項對到 2025 年的用水需求預測指出，確保可持續的水供應將成為全球大片地區日益嚴峻的挑戰 (Vörösmarty et al. 2000)。為了理解水的取用和流量改變將如何影響未來的河流生態系，對河流流量的分析至關重要。

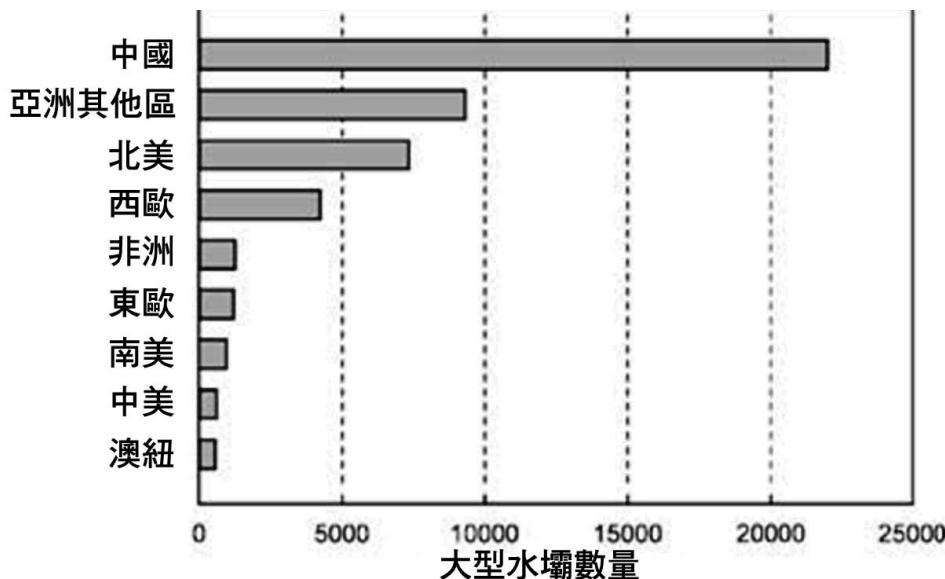


圖 2.1 大型水壩依地區分佈。大型水壩的高度大於 15 米，或者，如果高度在 5 米至 15 米之間，則水庫庫容大於 3106 立方米。(Tharme 2003, WCD 2000)

## 2.1 水循環

直到 16 世紀，人們普遍認為海洋是透過地下滲透成為河流和泉水的來源。Palissy 等人根據幾項推理提出，儲存的雨水才是真正的來源。他們指出，如果海洋是源頭，泉水在夏天就不會乾涸，因為海洋的水量沒有明顯減少。如果泉水來自海水，那麼在低海拔地區應該更常見。然而，泉水在夏天確實常常乾涸，它們在山坡上更常見，而且最重要的是，泉水是淡水。1674 年，Perrault 的測量顯示，降落到塞納河盆地的降水量是其流量的六倍 (Morisawa 1968)。這一發現將焦點從「降雨是否足以供應河流」轉移到「其餘的降雨去了哪裡」。

「水文循環」(hydrologic cycle) 描述了水從大氣到地球和海洋，再回到大氣的持續循環過程（圖 2.2）。概念上，這個循環可以被看作是一系列的儲存場所和轉移過程，儘管河川中的水既是一個儲存場所（無論多麼短暫），也是陸地和海洋之間的一個轉移過程。水文循環由太陽能驅動。這驅動了蒸發，將水從陸地表面，特別是從海洋轉移到大氣中，也包括植物因光合作用所需的氣體交換而造成的水分流失。這兩者合稱為「蒸發散」(evapotranspiration, ET)。降水，主要是雨和雪，將水從大氣轉移到陸地表面。這些輸入的水立即以地表水的形式逕流，或遵循一些替代性的地下路徑，其中一些（例如地下水）釋放到河流河道的速度要慢得多，因此實際上也是儲存場所。

儘管河流在文明發展和陸塊塑造中具有巨大的重要性，但任何時候河流中的水量與其他儲存庫相比都是微不足道的。全球總水量中只有 2.8% 存在於陸地上。冰帽和冰川佔了大部分 (2.24%)，地下水 (0.61%) 也佔了相當大的比例。只有 0.009% 的總水量儲存在湖泊中，約 0.001% 儲存在大氣中，而河流中的水量則少了十倍，僅佔全

球水量的 0.0001%。由於大氣和河流中任何瞬間的體積都很小，水分子在其中的平均循環速度很快，僅停留數天到數週，而水在其他儲存庫中的停留時間則長得多。

河流每年排入世界海洋的水量估計值各不相同，但 40,000 立方公里這個數值被廣泛使用。就逕流量而言，世界上最大的 16 條河流佔了總量的近三分之一，僅亞馬遜河就貢獻了近 15% (Dingman 2002)。在美國，密西西比河貢獻了美國總流量的約 40%，而哥倫比亞河、莫比爾河和薩斯奎哈納河加起來又貢獻了 20%。全球範圍內，最大的逕流發生在熱帶和亞熱帶地區，因為這些緯度也接收到最多的降雨 (Milliman 1990)。按大陸劃分，南美洲最濕潤，南極洲最乾燥，而澳洲的單位面積逕流量最低（表 2.1）。

表 2.1 各大洲的水量平衡。(From Dingman 2002.)

Continent	年降雨量		年蒸發量		年地表逕流量	
	Area ( $10^6 \text{ km}^2$ )	( $\text{km}^3$ $\text{year}^{-1}$ )	(mm $\text{year}^{-1}$ )	( $\text{km}^3$ $\text{year}^{-1}$ )	(mm $\text{year}^{-1}$ )	( $\text{km}^3$ $\text{year}^{-1}$ )
Europe	10.0	6,600	657	3,800	375	2,800
Asia	44.1	30,700	696	18,500	420	12,200
Africa	29.8	20,700	695	17,300	582	3,400
Australia <sup>a</sup>	7.6	3,400	447	3,200	420	200
North America	24.1	15,600	645	9,700	403	5,900
South America	17.9	28,000	1,564	16,900	946	11,100
Antarctica	14.1	2,400	169	400	28	2,000
Total land <sup>b</sup>	148.9	111,100	746	71,400	480	39,700

<sup>a</sup> Not including New Zealand and adjacent islands

<sup>b</sup> Including New Zealand and adjacent islands

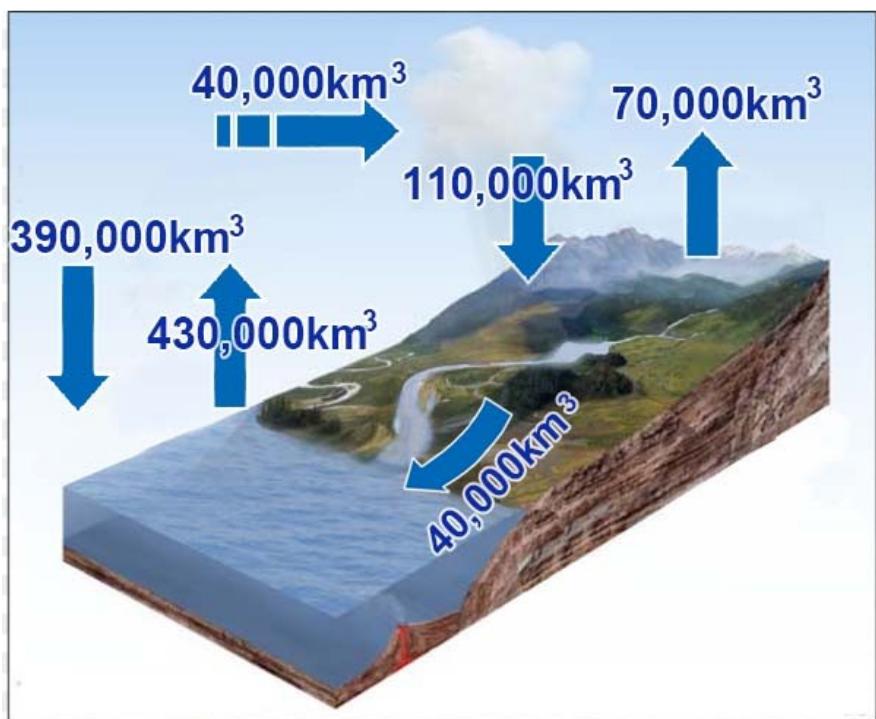


圖 2.2 全球水循環的簡化示意圖。流量為近似值，單位為立方千米/年。向下箭頭表示降水，向上箭頭表示蒸散量 (ET)。上方水平箭頭表示水汽從海洋輸送到陸地；下方箭頭表示陸地徑流到海洋。

圖 2.2 描繪的全球水循環強調了大氣水分從海洋轉移到陸地的重要性。海洋接收了全球 79% 的降水，並貢獻了全球 88% 的蒸發散 (Dingman 2002)。地球陸地表面的降水量超過蒸發散量 40,000 立方公里，這與從陸地到海洋的等量逕流相平衡。每年 40,000 立方公里的逕流量是所有人類用途（包括飲用和其他市政需求、工業和灌溉農業）潛在可用的總水量（非灌溉農業由雨水供給，並將大部分水以陸地蒸發散的形式返回大氣）。然而，只有約 12,500 立方公里的逕流是真正可及的，因為大部分發生在人口稀少的地區或季節性洪水中，而這些洪水只能部分被攔截 (Postel et al. 1996)。

## 2.1.2 集水區的水平衡

對於任何集水區或地區，可以寫出如下的水平衡方程式：

$$P + G_{in} - (Q + ET + G_{out}) = \Delta S \quad (2.1)$$

其中 P 是降水，G<sub>in</sub> 是該地區的地下水流入，Q 是河流流出，ET 是蒸發散造成的水分流失，G<sub>out</sub> 是地下水流出，而  $\Delta S$  指的是儲存量的變化 (Dingman 2002)。當在數年期間取平均值，且沒有顯著的氣候趨勢或人為影響時，可以假設儲存量的變化為零（但在短時間間隔內並非如此），因此我們可以將此方程式改寫為：

$$P + G_{in} = Q + ET + G_{out} \quad (2.2)$$

逕流包括地表流和地下水流出，但後者通常很小且未被測量，因此在日常使用中這兩個術語並不總是加以區分。

如果地下水的流入和流出大致平衡或小到可以忽略，那麼降水就以河流流量和蒸發散的形式離開系統。這些項目在空間和時間上都有變化，因此是造成我們將在本章後面詳細討論的河流流量變異性的主要原因。首先，更詳細地描述每個項目會有所幫助。

降水包括雨和雪。其速率在小時和日的時間尺度上比在月或年的尺度上變化更大，我們都熟悉後者平均值的模式，被認為是濕季和乾季，以及有助於定義一個地區氣候並使我們評論異常濕潤或乾燥年份的年平均值。雨水滲透到地表或迅速逕流，但雪在融化前會在地球表面儲存數小時到數月。在許多地區，雪是地表水供應和地下水補給的主要來源，融水在春季洪水循環和維持夏季基流方面具有影響力。在美國西部的高山脈地區，自 1950 年代以來的逐漸變暖減少了冬季以冰雪形式儲存的降水量，並將融雪逕流的高峰期提前到春季更早的時候 (Service 2004)。由於冬季儲存扮演著天然水庫的角色，逐漸融化以供應春季和夏季的河川流量，一些人建議需要新的水庫來取代以前由積雪提供的儲存容量。

蒸發散 (ET) 包括所有地表或近地表的水返回大氣的過程 (Dingman 2002)。主要包括地表蒸發和植物在進行光合作用交換二氧化碳 ( $CO_2$ ) 和氧氣時流失的水分。全球範圍內，約 62% 降落在陸地上的雨水變成蒸發散，除了南極洲外，所有大陸和大多數河流的蒸發散都超過逕流量 (表 2.1)。植物蒸散作用造成的水分流失是返回大氣的主要通量。當新罕布夏州的一個實驗林被皆伐，且後續的再生長被除草劑抑制時，年平均河流逕流量增加了 40%，夏季則增加了 400% (Likens and Bormann 1995)。這代表了在完整森林中主要會透過蒸散作用返回大氣的水量。隨後，當除草劑處理停止後，森林迅速由具有高蒸散率的物種再生，河流流量下降到比成熟森林還低的水平。

由於溫度和植物需水量的綜合影響，蒸發散的季節性變化通常大於降水的季節性變化。這可以從一系列北美河流的月平均降水量和逕流量的比較中看出 (圖 2.3)，其中蒸發散可以推斷為兩者之差。在地中海型氣候中，蒸發散和降水在夏季都可能出現顯著的季節性下降，造成巨大的降水虧缺，幾乎消除了地下水補給和基流。在寒冷氣候中，蒸發散減少，因此更大比例的降水以逕流的形式離開集水區，如圖 2.4 所示，該圖展示了從加拿大到美國東南部的大西洋沿岸河流。

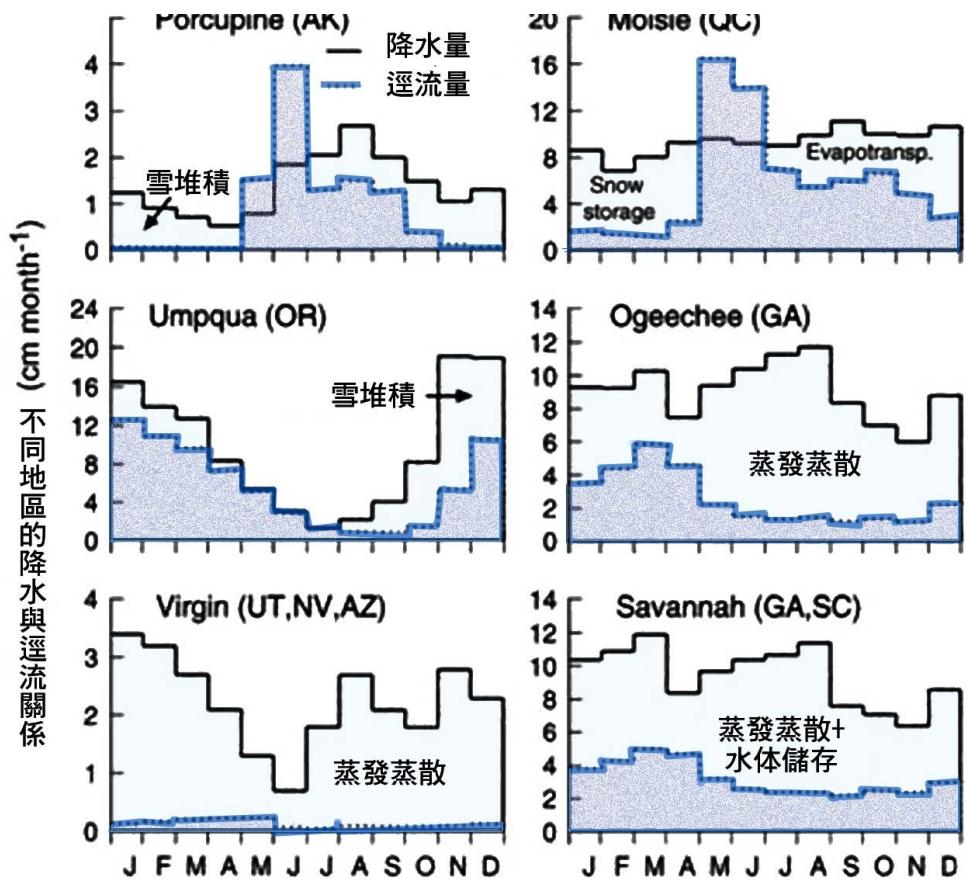


圖 2.3 北美不同地區河流的降水和徑流模式。 ( Benke 、 Cushing , 2005 )

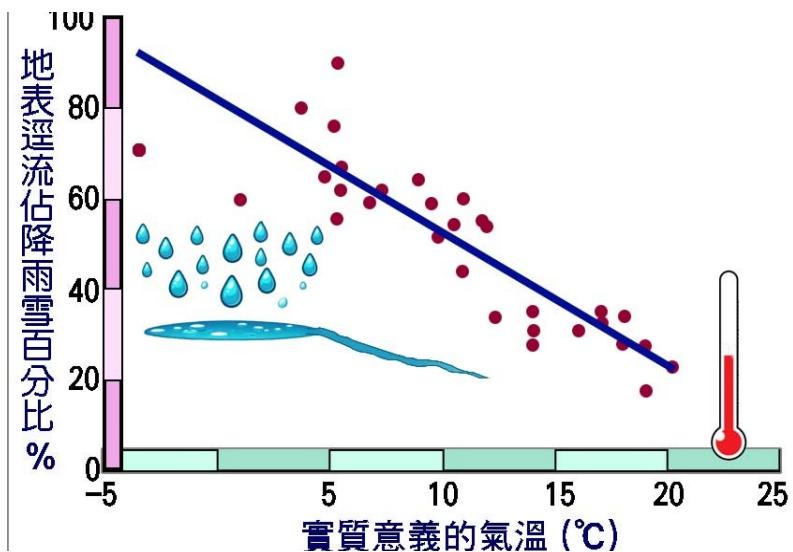


圖 2.4 年逕流量佔降水量的百分比，與流入海洋的河流的年平均氣溫的關係，。(From Allan and Benke 2005.)

## 2.1.3 地表與地下水路徑

注定要成為逕流的降水會經過多條路徑，這些路徑受到坡度、植被覆蓋、土壤特性和前期濕潤條件的影響。一些雨水在暴雨期間和之後立即從植被表面蒸發，從未到達地面或被植物吸收。這被稱為「截留」(interception)，並包含在蒸發散中。一些雨水穿過樹冠的空隙（穿落水，throughfall），一些沿著莖和樹幹流下（幹流，stemflow），一些被截留的水稍後落到地面（冠滴，canopy drip）。後兩種路徑可能在養分轉移中扮演角色，稍後將會討論。

一旦雨水或融水接觸到地面，它會遵循幾條路徑到達河流河道或地下水（圖 2.5）。大約四分之三的陸地降水會滲透到土壤中。在不飽和的多孔土壤中，水以某個最大速率滲透，稱為「入滲能力」(infiltration capacity)。這個能力在降雨事件中會下降，通常在暴雨開始後 0.5-2 小時接近一個常數 (Free et al. 1940)。水的向下滲透導致一系列水文層。不飽和（滲流）帶位於飽和（地下水、潛水）帶之上，其上限是地下水位面。土壤濕度通常在根系帶最低，這是非飽和帶的最上層，由於蒸發、植物吸收和向下滲透。地下水位是地下水帶的波動上邊界。這些層位根據降雨量季節性波動，通常在生長季節結束、蒸發散較低時上升。因此，土壤濕度隨先前的降雨和季節而變化，土壤飽和度影響新的水分是向下滲透以補給地下水、在土壤中橫向移動，還是垂直上升到土壤表面之上。

到達地下水的雨水將緩慢且長時間地排入河流。河流中的「基流」(base flow) 或乾旱期流量是由飽和帶進入河流河道的水所致。在飽和帶之上，一些滲入的水將作為「層間流」(interflow) 向下坡移動，這是對暴雨事件的地下逕流響應（圖 2.5）。在不飽和土壤中以及當顆粒尺寸（因此孔隙尺寸）較小時，層間流最低；在陡坡上的砂質壤土中，它可以達到每天 11 公尺 (Linsley et al. 1958)。超過入滲能力的雨水會在地表積累，任何超過窪地儲存能力的地表水將以不規則的片狀「地表逕流」(overland flow) 移動。在極端情況下，50-100% 的降雨可以作為地表逕流移動 (Horton 1945)，速度可達每小時 10-500 公尺。地表逕流傾向於發生在半乾旱到乾旱地區、人類活動造成不透水表面或壓實土壤的地方、地表結凍時，以及在較平滑的表面和較陡的坡度上 (Dingman 2002)。然而，在地表逕流在未受干擾的濕潤地區很少發生，因為它們的土壤具有很高的入滲能力。最後，當有大暴雨或淺層地下水位時，地下水位可能上升到地表，導致地下水從飽和土壤中逸出，形成「飽和地表逕流」(saturation overland flow)。這由從土壤中被迫上升的回流和直接降落在飽和土壤上的降水組成 (Dunne and Leopold 1978)。其速度與霍頓地表逕流的較低範圍相似。

大多數河流在少雨期間仍會繼續流動。這些是「常流河」(perennial)，與「間歇河」(intermittent) 相對，河道中的大部分水來自地下水。在濕潤地區，地下水位向河流河道傾斜，因此地下水會排入河道。從地下水位排入河流的水量構成了無降水期間的基流，也解釋了為什麼即使沒有支流匯入，基流也會隨著向下游而增加。這樣的河流

被稱為「增益河」(gaining) 或「出流河」(effluent) (圖 2.6a)。發源於高海拔的河流有時會流入較乾燥的地區，那裡的局部地下水位低於河流河床底部。根據河床下物質的滲透性，河流可能會將水滲入地下。這被稱為「虧損河」(losing) 或「入滲河」(influent) (圖 2.6b)。同一條河流在其流經過程中，可能因下方岩性及局部氣候的變化，或因基流與暴雨流條件的交替，而在增益與虧損狀態之間轉換。河道與地下水之間的水交換，對於養分動態以及居住在河床基質中的生物生態學將會非常重要。

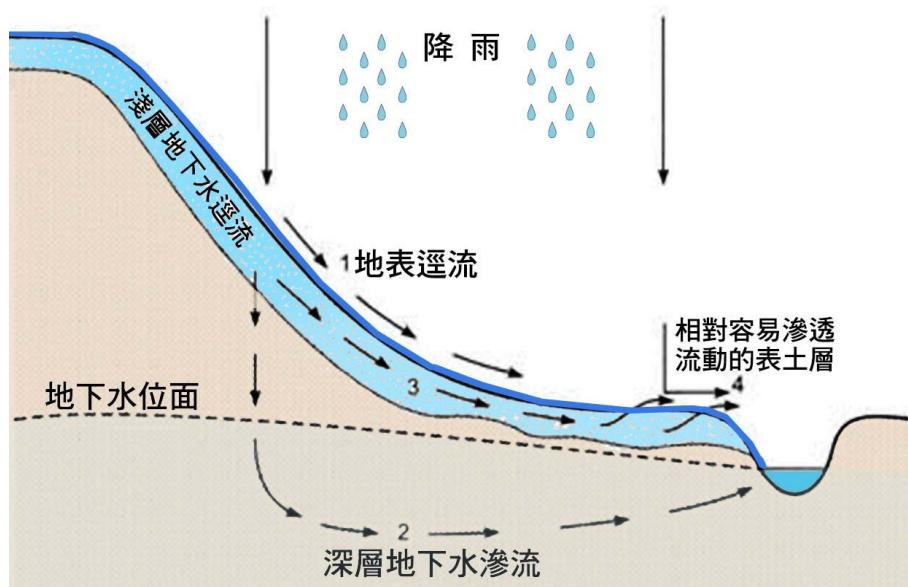
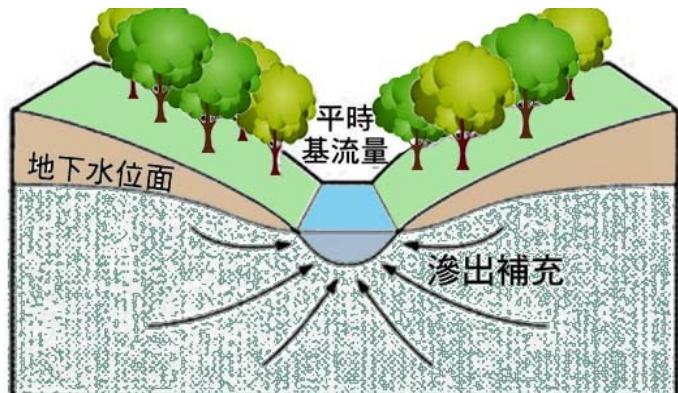


圖 2.5 水向下流動的路徑。當降水量超過土壤的入滲能力時，就會發生地表逕流（1）。滲入土壤的水會匯入地下水（2），最終流入溪流、湖泊或海洋。相對不透水的土層會導致水在土壤中橫向流動（3），形成淺層地下徑流。土壤飽和會迫使地下水上升到地表，與直接降水一起形成飽和地表逕流（4）。圖中點狀區域為相對透水的表層土壤。（From Dunne and Leopold 1978.）

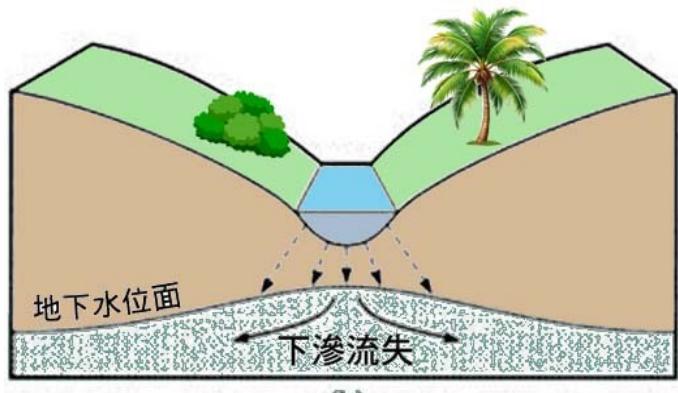
## 2.2 河水流量

在某個時間間隔內流過某一點的水量，可互換地稱為「流量」(discharge) 或「流」(flow)。通常它是根據寬度 ( $w$ )、深度 ( $d$ ) 和流速 ( $v$ ) 的測量值計算得出的，並以立方公尺/秒 ( $m^3/s$ ) 或立方英尺/秒 (cfs) 表示。

$$Q = wdv \quad (2.3)$$



(a)



(b)

圖 2.6 (a) 河流由地下水的補注橫斷面圖，常見於濕潤地區，(b) 河流下滲河流的橫斷面圖，常見於乾旱地區。

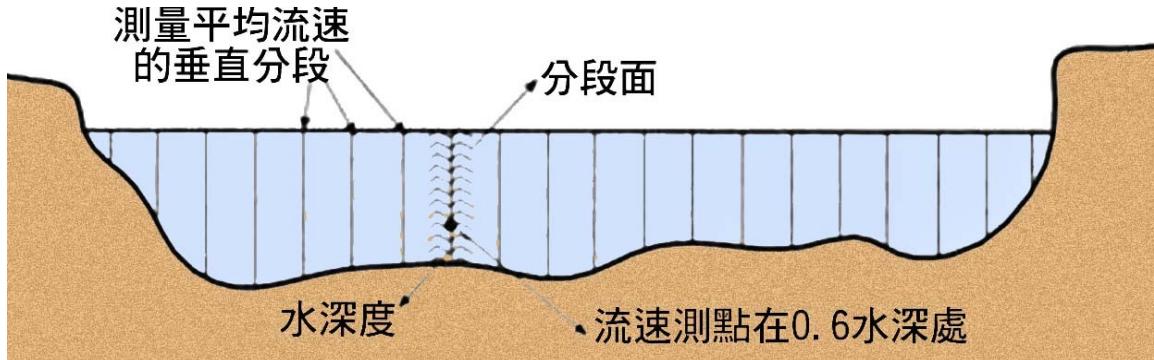


圖 2.7 透過對河道橫斷面各子區域內流速點測量值及其相關流場面積進行積分，估算流量。在淺水河流中，流速測量深度為距水面 0.6 倍水深處。

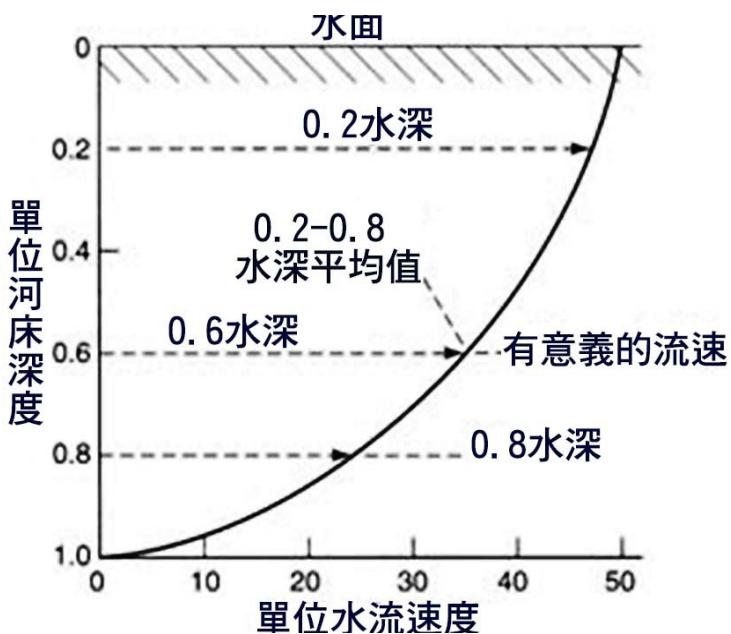


圖 2.8 明渠中流速與水深的關係。當水深小於 0.75 公尺時，平均流速取自水面 0.6 公尺處；水深較深時，平均流速取自水面 0.2 倍和 0.8 倍處的測量值的平均值。

在實務上，流量是透過將河流橫斷面分成數個區段，測量每個區段的面積和速度，然後將各區段的流量估計值相加來估算的（圖 2.7）。

$$Q = \sum a_i v_i \quad (2.4)$$

速度是在區段的中點測量，並且（在淺溪中）在水面下 0.6 倍深度處測量。至少需要十個子區段，且任何一個區段的流量都不應超過總流量的 10% (Whiting 2003)。

由於與底部和側面的摩擦，以及蜿蜒和障礙物，流速在河流的橫斷面內變化很大。最高速度出現在摩擦最小的地方，通常在水面或接近水面處，以及靠近河道中心。在淺溪中，由於與河床摩擦的衰減，速度在水面最大；在較深的河流中，由於與大氣的摩擦，速度在水面下方最大 (Gordon et al. 2004)。然後，速度作為深度的對數函數而減小（圖 2.8），在基質表面接近於零。在具有對數速度剖面的河流中，可以透過測量從水面到河床 0.6 倍深度處的流速，相當容易地獲得平均值。在深度大於 0.75 公尺時，可以將水面下 0.2 和 0.8 處測得的速度取平均值，而在非常湍急的水中，可能需要每 0.1 倍深度間隔測量一次速度。在沒有合適流速計的情況下，浮標可以粗略測量表面速度，將其乘以 0.8-0.9 即可估算出平均速度。

流量估算的方法很多，但最常見的是整合點測量的速度和相關的流動面積 (Whiting 2003)。許多河流設有永久性測站，包括一個在河岸上的井，透過一根水平管道連接到河道最深處以測量河流水位或「水位高」(stage)。然後在一系列流量條件下，

使用方程式 2.3 估算流量，並為該地點建立一條「水位-流量關係曲線」(stage-discharge rating curve)。此後，流量便可透過監測水位來每小時或連續估算。

流量在所有時間尺度上都有變化，從對暴雨事件的每小時和每日響應，到季節性、年度和十年度的間隔，以及歷史和地質時間。由於支流和地下水的匯入，它通常沿著河流網絡增加。在幾百公尺的河段區內，假設來自支流和地下水的匯入可以忽略不計，即使河道形狀和水速在不同橫斷面之間變化，任何幾個橫斷面的流量也應該相同。這被稱為「連續性關係」(continuity relationship)。

## 2.2.1 流量歷線圖

流量對時間的連續記錄圖稱為「流量歷線圖」(hydrograph)。它可以詳細描繪數天內洪水事件的經過（圖 2.9），或一年或更長時間的流量模式。流量歷線圖有許多特徵，反映了降水輸入到達河流或河流的路徑和速度。「基流」(Base flow) 代表地下水對河流流量的輸入。暴雨導致流量超過基流，稱為「暴雨流」(stormflow) 或「快流」(quickflow)。當「地表逕流」和「淺層地下水水流」佔主導時，「漲水段」(rising limb) 會最陡峭；當水透過更深的路徑到達河流時，則會較平緩。流量歷線圖峰值的大小受到暴雨嚴重程度以及雨水進入河流的各種路徑的相對重要性影響（圖 2.5）。「洪峰延滯時間」(lag to peak) 測量的是降雨重心與流量歷線圖峰值之間的時間。「退水段」(recession limb) 描述了流量回到基流狀況的過程。

流量歷線圖在所有時間尺度上都表現出巨大的差異，從小溪到大河，以及在不同地理區域之間，受到全年降水量的多寡與分佈、其以雪的形式儲存、流域的大小和地形，以及土壤和植被特性的影響。大量的地表逕流會導致流量歷線圖出現快速而顯著的漲水段，並可能導致陸地表面嚴重的沉積物侵蝕。這樣的河流被稱為「暴漲型」(flashy)；乾旱地區的河流通常是很好的例子。由於即使在砍伐森林後，新罕布夏州一個濕潤森林中也幾乎沒有或完全沒有地表逕流發生 (Likens and Bormann 1995)，很明顯，由凋落物、其他有機物質和根系結構增強的土壤滲透性，提供了一種在濕潤地區的森林集水區中很少被超過的入滲能力。由於地下路徑的流動較慢，這應該會導致流量歷線圖的漲水段不那麼顯著。此外，沉積物從景觀中輸送的可能性降低，而溶解物質的輸送則增強。

另一個普遍的模式是，隨著河流向下游匯集支流，洪水歷線圖會變得更寬、更不尖銳。這是由於支流子流域在接收到的降水量和強度上存在差異，導致匯入較大河流的支流總和不像單獨事件那樣輪廓分明。此外，洪水峰值在向下游傳播時，由於摩擦和臨時儲存而衰減。當河流與其洪氾平原相連，並具有自然的彎曲和河道粗糙度時，這種衰減會最大。然而，當河流被拉直並透過堤防與其洪氾平原隔開時，洪水會非常迅速地向下游通過，並可能在那裡造成重大損害。1993 年，密西西比河上游經歷了一場

大洪水，其成因是一場 200 年一遇的降雨，其方向沿著河道有利於洪水的匯集，並且發生在土壤濕度高於正常、蒸發散低於正常的時期 (Kunkel et al. 1994)。

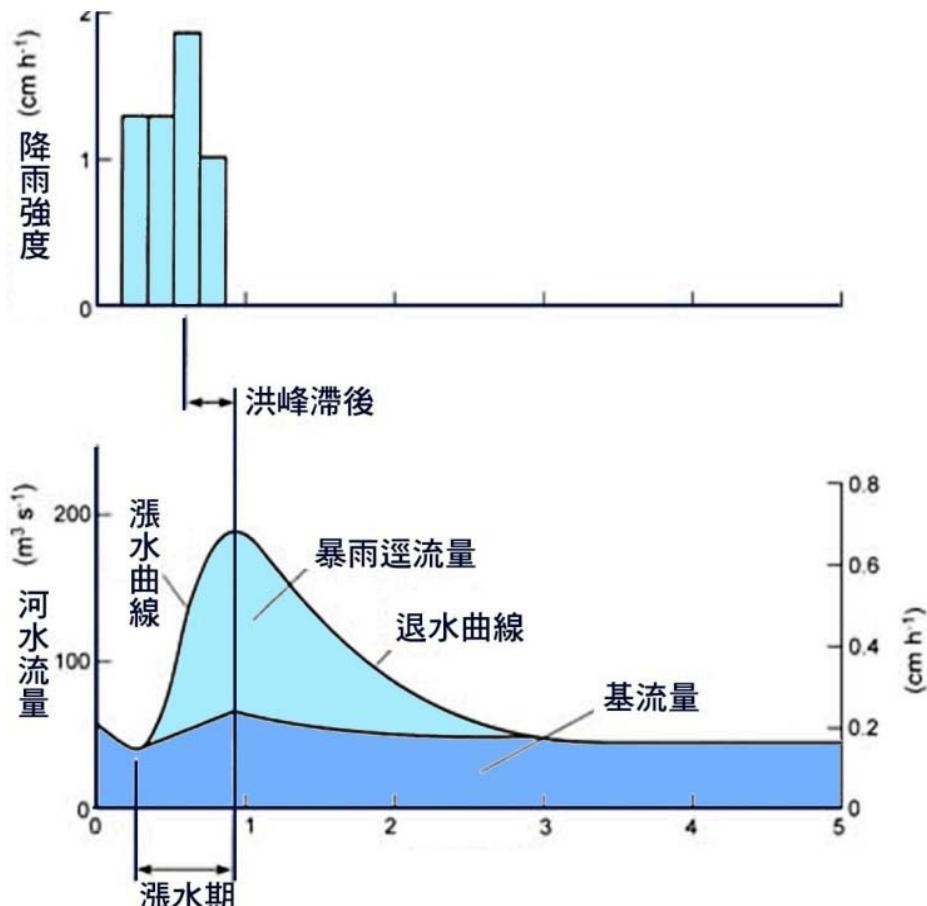


圖 2.9 暴雨引起的徑流歷程線。

## 2.3 流量變異

河流流量的特徵描述在防洪結構設計、河道穩定性評估，以及確定是否有足夠的水在適當時間滿足人類和生態系的需求方面具有實際應用。對於設有測站的地點，通常有豐富的數據可用—長達一個世紀的連續監測—並且存在允許推斷至未設測站地點的方法。這導致了大量關於河流流量空間和時間變異的水文學分析。

生態學家強調，必須考慮河流流量的五個要素，以確保河流生態系的需求得到滿足。這些要素包括流量的大小、其發生的頻率、事件的持續時間和時間點，以及流量的漲落速率 (Richter et al. 1996)。由於這五個組成部分是由氣候、植被、地質和地形的自然變異所決定的，因此有人認為，一個地區的河流具有其特有的「流量情勢」(flow regime)，就像一個地區有其特有的氣候一樣。

### 2.3.1 極端事件的可能性

我們通常想知道在一年中，某個特定大小的流量被超過的頻率，或者像我們可能描述為 10 年或 50 年一遇的極端年度洪水的可能性。有幾種方法可用於估計極端事件（無論是洪水還是乾旱）的機率。事件的大小與其發生的頻率（或機率）成反比，這種關係被「流量延時曲線」(flow-duration curve) 所捕捉。這些曲線通常使用多年的每日河流流量數據構建，因此它們包括了季節性和年際變異性。流量延時曲線繪製了等於或超過給定日平均流量值的每日記錄的累積頻率與流量大小的關係（圖 2.10）。低流量在大多數日子裡被等於或超過，而高流量僅在很小比例的時間內被等於或超過。

從流量延時圖中可以輕易獲得幾個有用的指標。「中位數流量」(median flow,  $Q_{0.50}$ ) 是指有 50% 的時間被超過的流量。由於少數幾次大洪水對平均值的影響，在濕潤地區，平均值僅在 20-30% 的日子裡被超過 (Dingman 2002)。 $Q_{0.05}$  是指僅有 5% 的時間（在一年中平均為 18 天）被超過的流量，因此是對於不常發生的高流量的一個合理值。同樣地， $Q_{0.95}$  是指有 95% 的時間被超過的流量。這個值表示了大部分時間可用的水量，也提供了一個閾值，低於這個閾值我們可以識別出極低的流量。流量延時法是衡量水量可用性的絕佳指標，但它本身不提供關於高低流量發生時間點的資訊，而這在生態上可能很重要。

如果要比較不同的河流，通常會將流量除以流域面積來進行標準化。這樣的比較可以區分「暴漲型」和穩定的河流，如圖 2.10 所示的密西根州的地點。Au Sable 河相對平坦的曲線表明全年流量穩定，而 Black 河則變異性大得多。

估計一次極端年度洪水（例如平均每 10 年或 50 年發生一次的洪水）的機率也很有用。通常，人們估計的是一個特定大小或更大的「N 年一遇」洪水事件的機率。因此，百年一遇的洪水在任何一年發生的可能性為 1%，且兩次該規模或更大洪水之間的平均重現期為 100 年。洪水機率 ( $P$ ) 和平均重現期 ( $T$ ) 是倒數關係：

$$P = 1/T \quad (2.5)$$

給定年度最大流量或其他洪水事件測量的記錄，可以使用多種方法來估計  $P$  和  $T$  (Gordon et al. 2004)。首先需要一份每年最高流量的列表，最好是基於洪水歷線圖的峰值，而不是日平均流量。這在小河流中尤其重要，因為峰值流量在數小時內通過，會被日平均值低估，儘管這對大河流可能不那麼關鍵。通過對數據集擬合一個機率分佈，可以預測給定大小洪水的平均重現期，或者反過來，預測以給定頻率發生的洪水的大小。單次洪水的重現期 ( $T$ ) 計算如下：

$$T = (n + 1) / m \quad (2.6)$$

其中  $n$  是記錄的年數， $m$  是該洪水的等級大小。最大的事件被評為  $m = 1$ 。圖 2.11 展示了亞利桑那州 Sycamore Creek（經歷不規則的暴洪）和科羅拉多河上游（具

有高度可預測的融雪驅動流量情勢) 的洪水頻率曲線。給定大小洪水的重現期可以直接從圖中讀取。也可以確定某一年年度最大洪水等於或超過 10 年、20 年或 50 年一遇洪水事件值的可能性 ( $1/T$ )。

洪水頻率分析也可用於估計重現期為 1 到 2 年的洪水規模。這通常被認為是剛好溢出河岸的洪水，即「滿岸流量」(bankfull discharge,  $Q_{bf}$ )，而這又是「有效流量」(effective discharge) 的替代指標，即被認為對維持河道形態影響最大的流量 (將在第三章進一步討論)。

估計罕見事件的可能性顯然是有風險的，當只有短期的水文記錄可供分析時，風險更大。除了任何給定年份序列可能包含一次其真實重現期實際上遠長於記錄的單獨洪水之外，土地利用或氣候的變化也可能導致數據集不均質。例如，一條河流在建造大型水壩、大規模砍伐森林或城市化前後的洪水頻率曲線可能會非常不同。

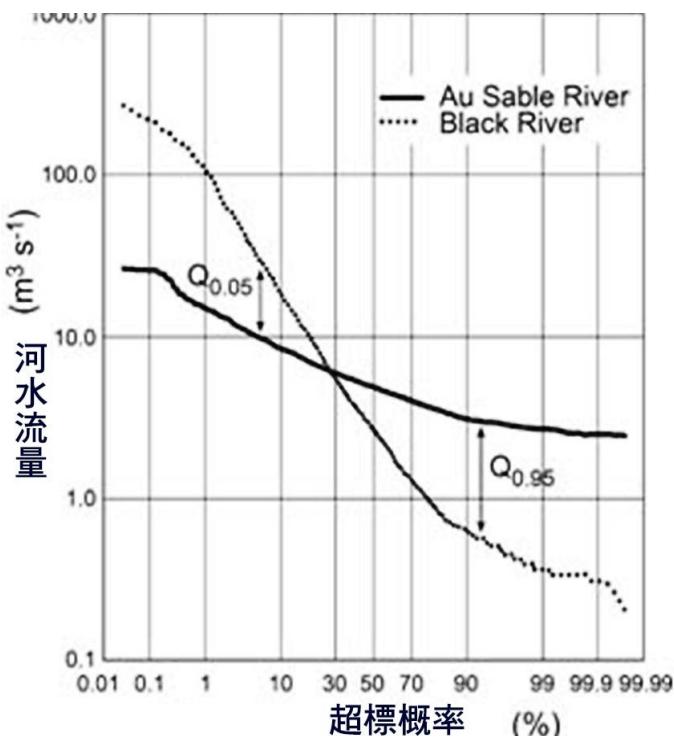


圖 2.10 為密西根州兩條河流的流量歷時曲線，圖中顯示了高流量 ( $Q_{0.05}$ ，僅 5% 的時間超過該值) 和低流量 ( $Q_{0.95}$ ，95% 的時間超過該值)。由於這兩個流域面積相近，因此流量未按流域面積進行標準化。圖表是根據 1990 年至 2000 年的每日記錄繪製而成。

### 2.3.2 土地利用對河流流量的影響

人類對土地利用的改變可以透過改變蒸發散與逕流之間的平衡，以及改變逕流路徑，對河流流量產生重大影響。在極端情況下，土地利用變化甚至可以改變降水，例如當大面積砍伐森林減少了蒸發散，從而降低了大氣濕度（這對亞馬遜盆地是一個擔憂，Lean and Warrilow 1989）。

由於森林相對於大多數較矮的植被具有更廣泛的樹冠覆蓋和更深的根系，其對水的截留和蒸散作用接近最大值。因此，砍伐森林通常會增加河流流量，特別是旱季流量，如前述 Hubbard Brook 的例子。在農業取代森林種植作物的地方，它傾向於增加平均流量、旱季流量和較小洪水的洪峰流量，但對較大洪水影響不大 (Dingman 2002)。排水系統的發展，例如埋在土壤表面下的瓦管，以及為輸水而進行的河道加深和拉直，進一步加快了地下水水流和降雨事件的下游輸送。將濕地轉為農業用途也可能加劇河流洪水，因為濕地自然是地表儲水和頻繁的地下水補給地點。

城市化對河流流量有非常強的影響 (Dingman 2002)。用鋪面和建築物取代植被，減少了蒸散和入滲，這些不透水表面大幅增加了以快速地表逕流方式流動的逕流量。雨水下水道和道路快速輸送水分，因此可能需要建造滯洪池以延緩洪峰。當不透水表面積佔集水區面積的 10-20% 時，逕流量大約增加一倍；當不透水表面積達到 35-50% 時，則增加兩倍 (Arnold and Gibbons 1996)（圖 2.12）。洪峰增加，洪峰到達時間縮短，且洪峰變得更窄 (Paul and Meyer 2001)。由於更大部分的水以逕流形式輸出，地下水的補給減少，因此基流也隨之降低。

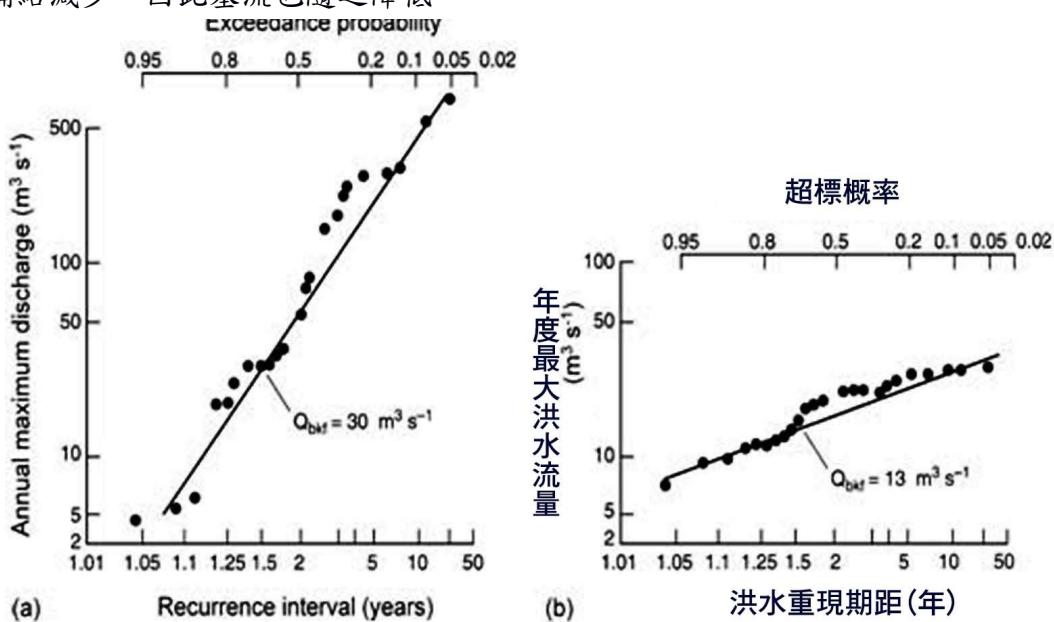


圖 2.11 兩條河流的洪水頻率分析範例，基於超過 20 年的流量記錄中的年峰值瞬時流量。滿岸洪水 ( $Q_{bf}$ ) 使用  $T = 1.5$  年估算，更極端事件（例如 20 年和 50 年一遇的洪水）的機率或重現期可從圖中讀取。圖中的曲線為目測擬合。（a）亞利桑那州的梧桐

溪 (Sycamore Creek) 是一條乾旱的陸地河流，容易受到山洪暴發的影響。(b) 科羅拉多河上游，靠近科羅拉多州大湖 (Grand Lake) 的河段，其水文過程線受融雪驅動，具有高度規律性。請注意梧桐溪的圖表斜率更陡。

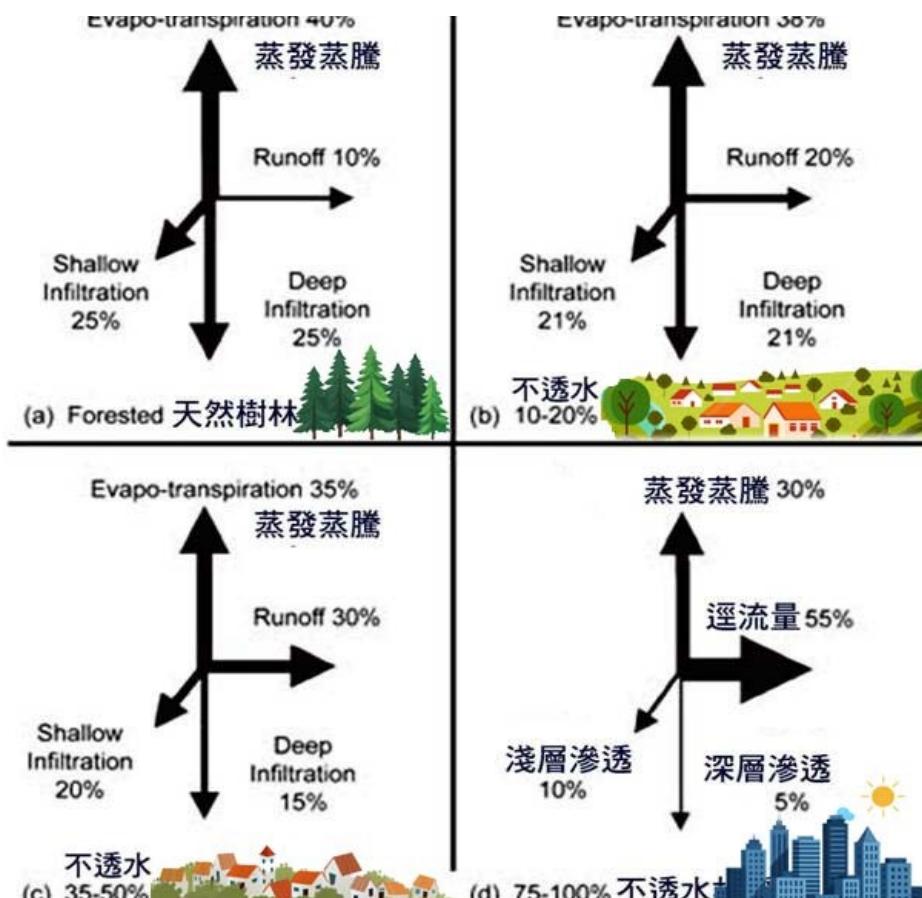


圖 2.12 都市化流域不透水地表覆蓋增加所造成的水文流量變化。(Reproduced from Paul and Meyer 2001, after Arnold and Gibbons 1996.)

### 2.3.3 流量情勢

對河流流量的空間和時間變異性進行特徵描述，可以識別出有限數量的、顯示出某些地理集群性的流量情勢(flow regime)，這被稱為「水文氣候學」(hydroclimatology) 或「水文地理學」(hydrogeography)。基於大量描述流量變異性和可預測性的指標，Poff and Ward (1989) 在美國確定了十種獨特的流量情勢，包括七種常流型和三種間歇型河流。例子包括科羅拉多河上游高度可預測的融雪情勢；密西根州 Augusta Creek 由地下水補給的穩定流量；奧勒岡州 McKenzie Creek 的冬季多雨流量歷線圖；以及喬治亞州 Satilla River 相對連續變化的流量（圖 2.13）。使用分佈於美國本土 48 個州、並為代表最小人類改造流量而挑選的 420 個測站進行的進一步分析，記錄了一個區域性的集群，表明了氣候和地質特徵的差異 (Poff 1996)。在另一項對 1941-1988 年期間 559 個

測站的分析中，Lins (1997) 確定了 11 個不同的區域性河流流量情勢。有趣的是，這些情勢與美國的 18 個水文會計單元 (HUCs，見表 1.3) 並不吻合。

儘管將流量情勢劃分為區域性獨特群組的做法可能會繼續完善，但每個獨立河流都有其賴以維持生態完整性的自然流量情勢這一概念已根深蒂固 (Poff et al. 1997) (圖 2.14)。流量的大小是單位時間內流過某一點的水量。頻率是衡量給定大小流量發生頻率的指標，與大小成反比。持續時間、時間點（可預測性）和變化速率都描述了流量事件的時間面向。如前所述，氣候、植被、地質和地形決定了自然流量情勢；而人類則透過改變流動路徑和響應時間，甚至改變氣候，來改變流量情勢。在高度受管制的河流中，由於在豐水季節蓄水並在枯水期釋放，曾經的季節性流量已變得近乎恆定。基於 21 個具有足夠長期水文記錄的地點，Magilligan and Nislow (2005) 發現，水壩通常導致低流量統計數據增加而高流量統計數據減少，季節性降低，以及漲落平均速率下降。因此，河道特徵和生態都發生了許多其他變化，作為回應，河流管理者已實驗性地釋放大量水來測試人造洪水的恢復潛力 (圖 2.15)。在另一個極端，由於景觀的變化，包括排水瓦管、溝渠、雨水輸送系統和不透水表面，都導致了對事件更敏感的逕流，河流變得更加暴漲 (圖 2.16)。

河流對改變後流量情勢的響應包括河道調整、河岸植物繁殖週期的中斷、魚類產卵線索的喪失以及眾多棲地變化 (Poff et al. 1997)。包括乾旱在內的低流量事件受到的關注少於高流量事件和變異性改變。直接和間接的響應包括脫水、水質惡化、縱向連結性喪失，以及棲地和食物資源的變化 (Lake 2003)。

研究顯示，河流流量的模式是河流生物屬性的良好指標。來自威斯康辛州和明尼蘇達州 34 個地點、共計 106 種的溪魚組合，根據描述其棲地、營養、形態和耐受性特徵的功能特徵，被分為兩組 (Poff and Allan 1995)。對河流流量變異性和可預測性的獨立水文學分析，清楚地區分了這兩個生態學上定義的魚類組合。為支持理論預期，流量變異性較大的河流傾向於支持資源廣泛利用者，而流量較穩定的河流則有較高比例的專化性物種。當喬治亞州 Etowah 河集水區的小河流根據不透水表面分組，然後進行水文學特徵描述時，不透水性增加與幾項「暴漲性」指標相關，並與特有種、廣布種和敏感魚種的豐富度下降，以及緩流物種的豐度下降相關 (Roy et al. 2005)。與城市化相關的極端流量條件可以對生物群產生非常強烈的影響。澳洲墨爾本及其周邊地區城市河流的大型無脊椎動物群落退化，可以很好地由不透水程度來解釋，並且在雨水排水系統與河流河道高度連接的地方尤其嚴重，即使在城市密度較低的情況下也是如此 (Walsh et al. 2001)。

個別物種與特定流量情勢相關的原因顯然會非常具體，但有人認為，四個關鍵的與流量相關的過程是流量改變後河流生物狀況下降的根本原因 (Bunn and Arthington 2002)。這些過程是：棲地的喪失或改變、生活史過程和幼體補充的中斷、橫向和縱向連結性的喪失，以及對入侵物種的易感性增加。由於許多生物體具有特定的適應性，使它們能夠在與特定流量相關的環境條件下持續存在，而有些則適應於利用歷史性的

洪水和乾旱循環，因此河流流量的可預測性和變異性的改變很可能會考驗生物體的適應能力，從而影響其生存能力 (Lytle and Poff 2004)。

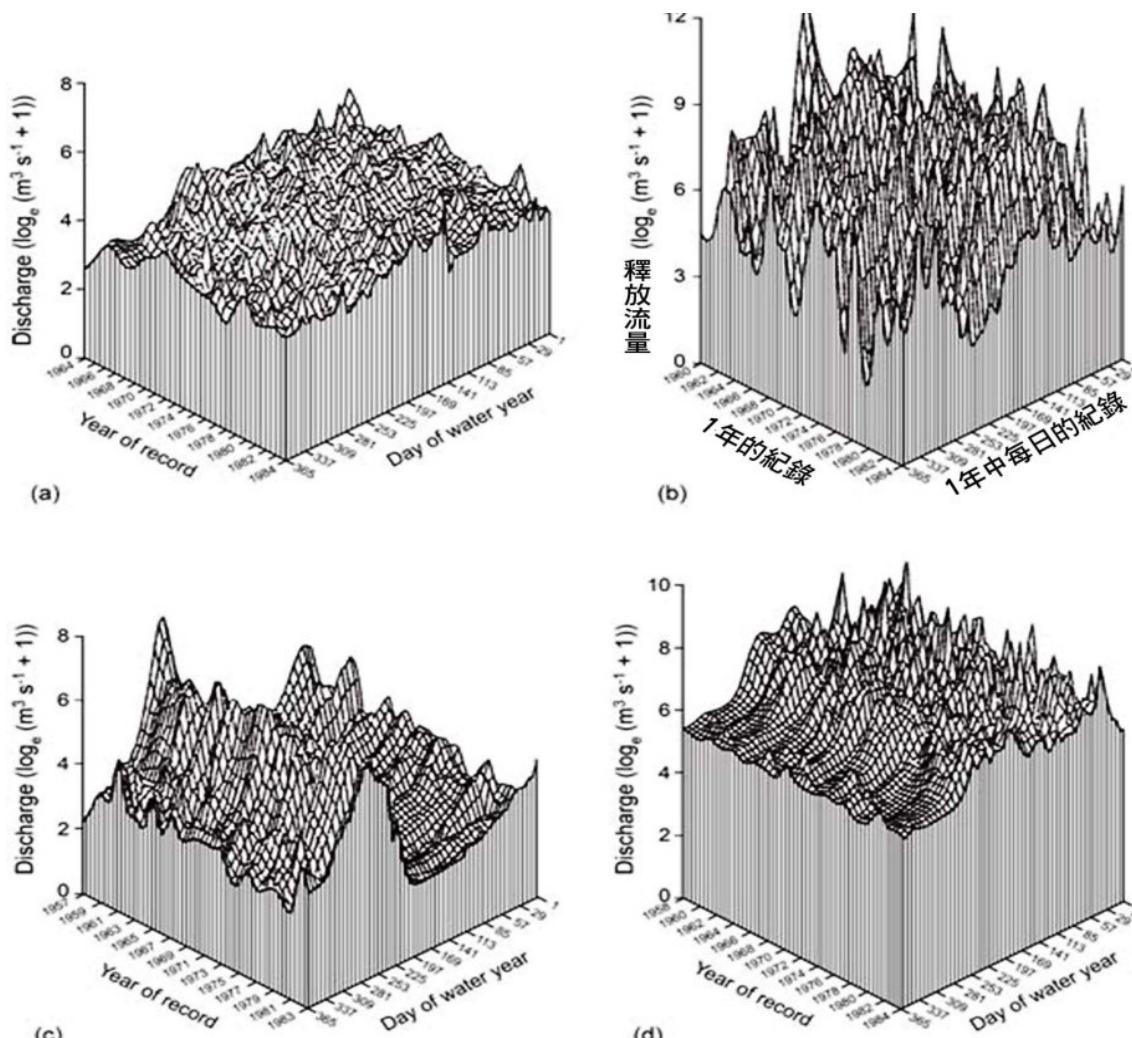


圖 2.13 基於四種不同類型河流的長期日均流量所記錄的徑流變化模式。水文年為 10 月 1 日至 9 月 30 日。圖中展示了 Poff 和 Ward (1989) 提出的九種流量類別中的四種：  
 (a) 「中濕地下水」—密西根州奧古斯塔溪；(b) 「常年暴漲」—喬治亞州薩蒂拉河；  
 (c) 「融雪」—科羅拉多州科羅拉多河；(d) 「冬季降雨」—俄勒岡州麥肯齊河南支流。  
 (Reproduced from Poff and Ward 1989.)

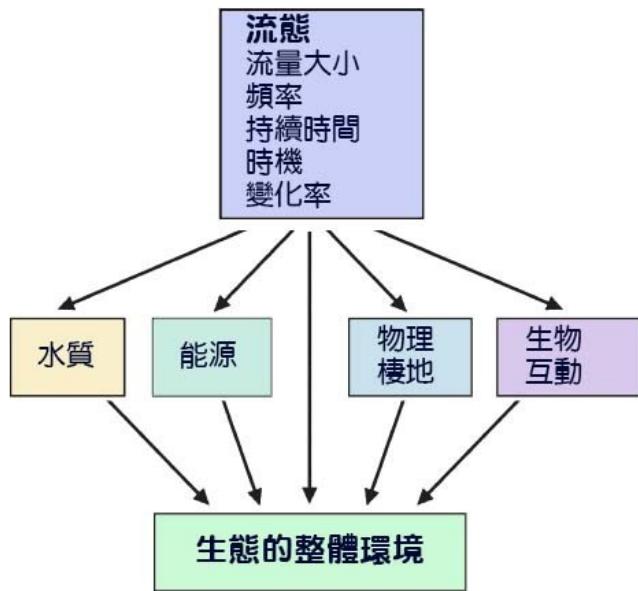


圖 2.14. 流量作為主要變數。(Reproduced from Poff et al. 1997.)

圖 2.15 格倫峽谷大壩將科羅拉多河下游從春季脈衝系統 (a) 轉變為受控系統 (b)。1996 年 3 月的一次實驗性洪水對於受控河流而言是一次高流量事件，但對於未受控的科羅拉多河則低於平均值。圖中將 1996 年的水文過程線（兩幅圖中的粗黑線）與亞利桑那州李氏渡口科羅拉多河的長期平均水文過程線進行了比較，分別對應 (a) 大壩建成前(1922-1962)和 (b) 大壩建成後(1963-1995)時期。虛線、實線和點線分別連接了 90%、50% 和 10% 的年份中低於這些平均每日流量值的區域。

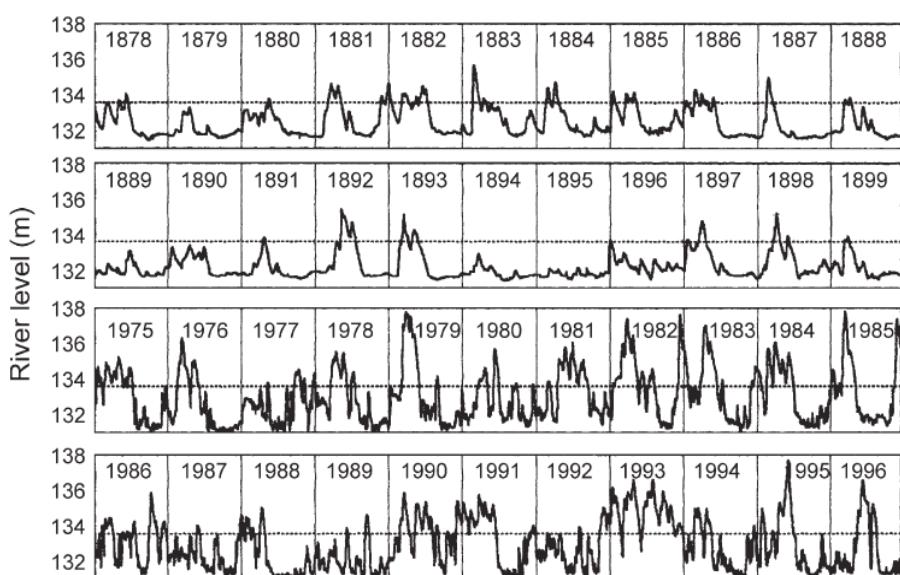
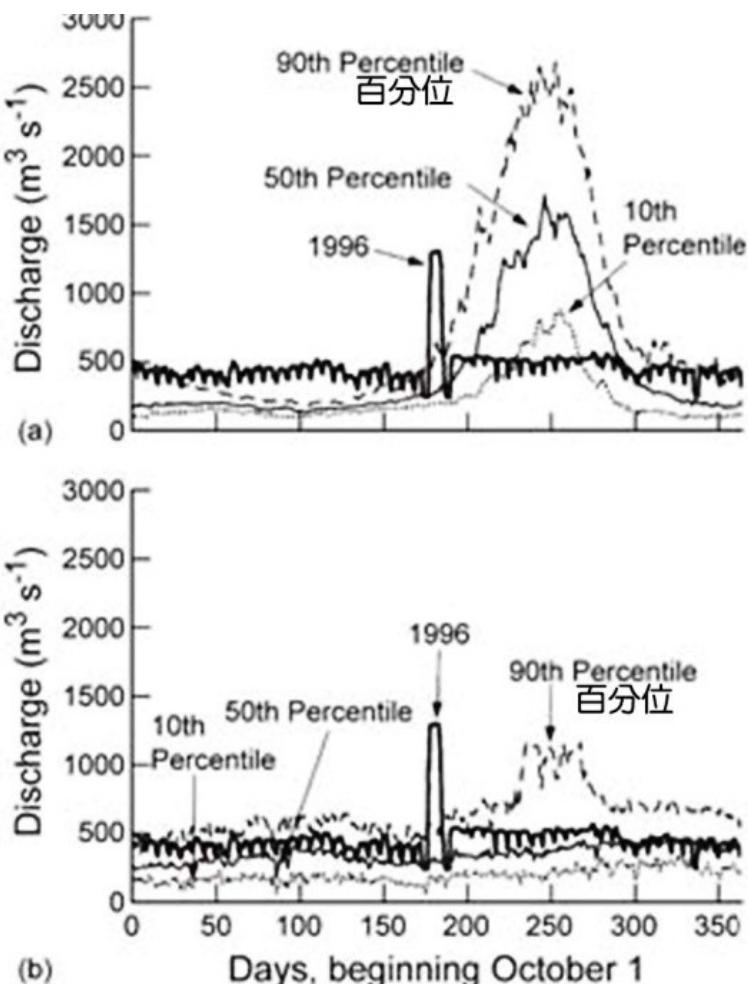


圖 2.16. 伊利諾伊河 137 英里(220km)處的水位（以海拔平均海平面 [msl] 為單位），分別在引水工程和現代航道大壩建成之前(1878-1899)和流域及河流多次改造之後(1975-1996)進行測量。每個方格代表一年，從 1 月到 12 月。水平線表示造成經濟損失的洪

水。

### 2.3.4 環境基流量

「環境基流量評估」(environmental flow assessment)這門科學的發展，是為了回應全球流量改變程度的認知，以及評估生態退化和設定可接受水平的需求。目前，有許多不同的方法來評估環境基流量，以及各種流量建議。考慮以下極端情況：在歐洲一些國家，使用年平均流量 (mean annual flow, MAF) 的 10% (Tharme 2003)，而在澳洲昆士蘭州的一些河流研究則支持高達 MAF 80% 的需求 (Arthington and Pusey 2003)。

Tharme (2003) 從全球六個地區的 44 個國家記錄中，確定了約 207 種環境基流量評估方法。有些方法很簡單，只是設定一個年度或最低流量，但越來越多的人偏好一種綜合性的、結合每月和事件基礎（低流量和洪水脈衝）的分配方式。最常見的方法是水文學方法，使用每日或每月的流量記錄和某個閾值，通常是最低流量。全球使用最廣泛的方法是「坦南特法」(Tennant method, Tennant 1976)，它使用 MAF 的一個百分比，並根據季節進行調整以推薦最低流量。有許多變體和閾值被使用 (Reiser et al. 1989, Tharme 2003)，有些低至 MAF 的 5% 和 10%。基於流量延時曲線的超越百分位數是一種類似的方法，通常按季節應用於每日或 7 日的間隔來設定最低流量。一種更全面的流量統計特徵描述是使用「水文變異指標」(indicators of hydrologic alteration, IHA) 軟體，該軟體使用從長期每日流量記錄中導出的 32 種不同水文指數，並將其分組為流量情勢的五個類別 (Richter et al. 1996, 1997)。儘管這些方法都旨在描述具有生態相關性的流量，但證明這些指標能保護河流生態屬性的證據仍需加強 (Tharme 2003)。

另一種常見的方法，主要在北半球採用，是使用「水動力棲地模型」(hydrodynamic habitat modeling)，通常用來設定一個被認為足以維持目標物種或整個生物群落的最低流量。「河道內流量增量法」(instream flow incremental methodology, IFIM, Stalnaker and Arnette 1976) 是這種方法的早期例子，旨在利用水力變數（如深度、速度和底質）來模擬生物棲地的數量和適宜性。然後將水力學和棲地模擬模型結合起來，以物種為基礎預測可用棲地對流量變化的響應。Tharme (2003) 報告說，儘管對該模型方法存在廣泛批評，且 IFIM 輸出的生態預測能力通常很差或未經檢驗，但這種方法至少在 20 個國家被使用。估計「濕周」(wetted perimeter) 作為可用棲地的指標，比 IFIM 簡單，並被廣泛使用 (Reiser et al. 1989)。流量與濕周之間的關係被估計出來，通常是針對淺灘，因為它們往往是大型無脊椎動物生產力高的區域，也是最先乾涸的地方。蒙大拿州的河流顯示出清晰的轉折點，使得 MAF 10% 的流量保護了大約一半的最大濕周，而大於 MAF 30% 的流量則保護了幾乎所有的最大濕周 (Tennant 1976)。在澳洲應用這種方法時，Gippel and Stewardson (1998) 表明，轉折點有時很難識別，並質疑由此產生的流量建議是否對大型無脊椎動物或魚類都足夠。

一種「整體的、生態系的方法」(holistic, ecosystem approach) 現在處於環境基流量方法學的前沿，它借鑒了水文學、水力學和棲地分析以及專家判斷，為受管理的系統構建一個合適的流量情勢。這些是日益複雜和跨學科的任務，允許評估替代方案，並旨在保護河流生態系，同時滿足人類需求 (Postel and Richter 2003)（圖 2.17）。

「一條河流需要多少水？」這個問題的答案正開始成形。河流及其洪氾平原需要其自然流量情勢的大部分空間和時間變異性，以維持其生態完整性 (Poff et al. 1997, Richter et al. 2003)。需要更多的研究來驗證流量管理方案的生態結果，並確定環境基流量的關鍵閾值，以確保環境退化的低風險。由於將生態結果與特定流量建議聯繫起來的能力，對於制定環境用水需求及其被水資源管理者採納至關重要，我們需要長期的水文實驗來充分理解各種流量的生態後果。

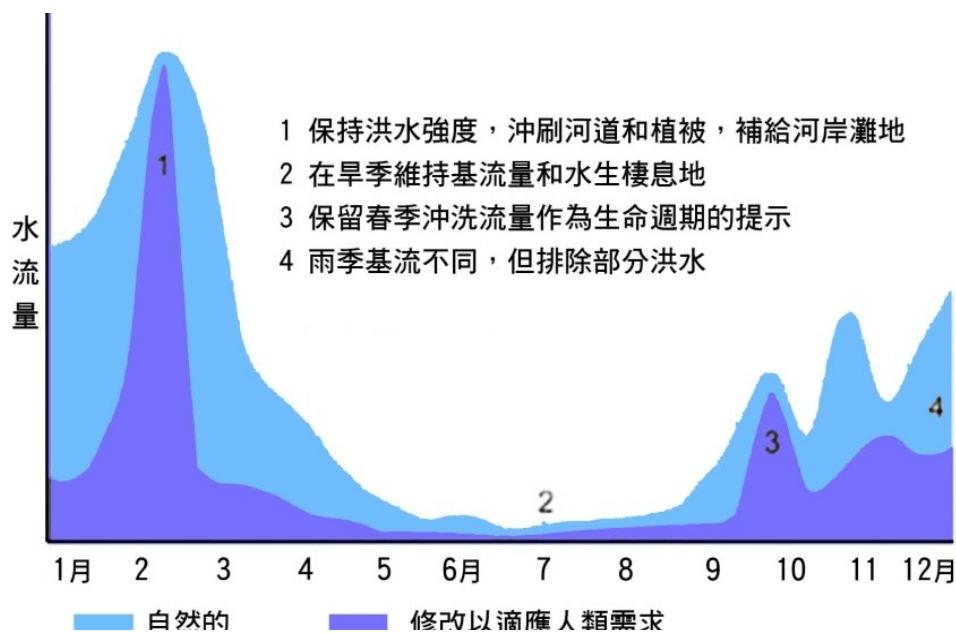


圖 2.17 展示了南非部分河流的自然（淺色陰影）和修正（深色陰影）水文過程線，說明了水量僅為自然水文過程線一半的流量方案，該方案旨在滿足人類用水需求的同時，盡可能保持河流的健康狀態。該方案體現了科學家小組所確定的一些關鍵原則。  
(Reproduced from Postel and Richter 2003, after Tharme and King 1998.)

## 2.4 總結

河流生態系在水流的數量、時間點和時間模式上表現出巨大的變異性，這深刻地影響了它們的物理、化學和生物狀況。大量的淡水被抽取以滿足農業、市政和工業需求，然而，淡水生態系也需要足夠的水量、足夠的品質和在正確的時間，才能保持生態完整並為社會提供具有經濟價值的商品和服務。今日，水文學分析的工具正日益與河川

科學的其他元素結合，以解決「一條河流需要多少水？」這個問題，並確保流量足以保護和恢復河流生態系。

水文循環描述了水從大氣到地球和海洋，再回到大氣的持續循環。海洋的蒸發量超過陸地，而地球陸地表面的降水量則超過蒸發和植物水分流失。這個多餘的水量提供了從陸地到海洋的逕流，這主要是河流流量，但也包括地下水。在單一集水區的尺度上，並以年為單位取平均，水平衡包括來自降水和地下水流入的輸入，以及由於河流流量、蒸發散（蒸發和植物造成的水分流失）和地下水流出的輸出。在短時間間隔內，輸入和輸出之間的不平衡會導致儲存量的增加或減少。全球範圍內，降落在陸地上的近三分之二的降水變成了蒸發散，除了南極洲外，所有大陸和大多數河流的蒸發散都超過逕流。降水和蒸發散都隨氣候和植被而變化，導致河流流量的數量和時間點出現季節性和區域性差異。

注定要成為逕流的降水會經過多條路徑，這些路徑受到坡度、植被覆蓋、土壤特性和前期濕潤條件的影響。地表和淺層地下水流到達河流的速度比滲透到地下水位並以地下水形式排入河流的水要快得多。因此，描述河流流量隨時間漲落的流量歷線圖，將根據土壤、坡度和影響流動路徑的人類活動，對降雨事件表現出強烈或較平緩的響應。大多數河流在少雨期間仍會繼續流動，這種基流來自於或多或少持續排入河道的地下水，這取決於地下水位水平的波動。

河流流量的特徵描述在防洪結構設計、河道穩定性評估，以及確定是否有足夠的水在適當時間滿足人類和生態系的需求方面具有實際應用。人們可以估計預期發生給定大小流量的頻率，或發生給定大小流量的機率。重現期為 1 到 2 年的洪水規模通常被用作剛好溢出河岸的洪水的估計值，這被認為是對維持河道形態影響最大的流量。

流量分析告訴我們，每個獨立的河流都有一個自然的流量情勢，其特徵在於流量的大小和頻率，以及持續時間、時間點和變化速率。氣候、植被、地質和地形對自然流量情勢設定了廣泛的約束，集水區尺度的條件使每條河流在某種程度上都是獨一無二的，而廣泛的人類影響則透過改變流動路徑和響應時間，甚至改變氣候，進一步改變了流量情勢。在高度受管制的河流中，由於蓄水，曾經的季節性流量已變得近乎恆定，而其他河流則由於雨水輸送和不透水表面的變化而變得更加暴漲。環境基流量評估科學的發展，是為了回應人們認識到河流流量在各處都受到改變，導致了廣泛的生態退化。目前的證據表明，河流及其洪氾平原需要其自然流量情勢的大部分空間和時間變異性來維持其生態完整性。我們開出能夠保護河流生態系並滿足人類需求的環境基流量處方的能力尚處於起步階段，但有望為河流健康做出重要貢獻。

## 第三章 河流地貌

在 18 世紀末以前，流水侵蝕的能力尚未被充分認識。當時人們普遍認為，河流之所以在山谷中流動，是因為山谷早已存在，而非河流切割出了山谷。災變論 (Catastrophism) 強調聖經中的大洪水是塑造地球表面的最終階段，這一觀點顯然影響了當時的看法 (Morisawa 1968)。然而，到了 1700 年代晚期，地質學家們從樹枝狀的水系網絡推斷出侵蝕作用的證據，同時也觀察到源頭的河谷比下游的河谷要小。現代地貌學的研究聚焦於河道、洪氾平原、水系網絡與集水區之間的關聯，並採用多樣化的研究方法，例如地層學分析、在水槽中進行的沉積物搬運實驗研究、物理過程模型、地貌比較，以及精密的統計學方法，以期更深入地理解河流系統的物理動態 (Kondolf and Pie'gay 2003)。河流地貌學 (fluvial geomorphology) 是一門研究廣泛地貌的學科，但特別著重於河道與水系網絡，並強調河流與地景之間的動態交互作用。本章概述了此領域的一些核心概念；希望深入了解的讀者應參考 Leopold et al. (1964)、Leopold (1994)、Kondolf and Pie'gay (2003) 以及 Gordon et al. (2004) 的著作。

河流地貌學對河流生態學家而言至關重要，原因有幾點。首先，它有助於理解第一章所介紹的各式各樣的河流與河流，揭示了河道的形成方式，並提供了實用的河流分類方法。河流地貌特徵在空間和時間上的變異性，造就了生物棲息的多樣化環境。此外，量化河流特徵之間的關係並分析其背後的過程，有助於更深入地理解河流及河川棲地如何因應自然與人為的環境影響而改變。這些知識反過來可以用於避免不明智的管理決策，並為在人為地景中設計更健康的河流提供資訊。

河流地貌學的一個中心主題是，沖積河 (alluvial rivers) 的河道位置與形狀，是由水文、地質、地形和植被之間複雜的交互作用所決定的 (Leopold et al. 1964, Richards 1982)。河流河道與整個水系網絡的發展，以及河道形狀中存在的各種規律模式，都表明河流處於侵蝕與堆積的動態平衡之中，並受共同的水力作用所支配。然而，由於河道幾乎是三維的，包含縱剖面、橫剖面和平面圖（從空中俯瞰的樣貌），且這些維度在數年至數百年的時間尺度上相互調整，因此很難確定其因果關係。Leopold and Maddock (1953) 指出，流量、泥沙量以及河流的高程範圍是河流無法控制的外在變數，因此河流必須去適應它們。對於特定的河段而言，坡度對河道特性有著顯著的控制作用，因為它的調整速度比其他變數（包括河寬、河深、流速、泥沙顆粒大小、河床糙度，以及曲折度和瓣狀程度）要慢。概念上，這些變數的相互調整會形成一條均夷河 (graded stream)，其形狀展現了其輸沙能力與可獲得泥沙量之間的平衡。實際上，氣候

變遷和其他因素可能會使一個河段無法達到或長期維持在這種理想狀態。這個概念的用處在於，河流在受到擾動時，往往會朝著某個平衡狀態的方向發展。

我們首先描述河流的形狀與型態—沿其長度、從上方俯瞰，以及橫跨河道與河谷的視角。河流在關鍵的水文與幾何變數之間展現出一些驚人且可預測的關係，我們將探討造成這些模式的根本過程。指導本章的核心概念是，河流會尋求一種動態平衡狀態，此狀態是主河道與易淹水區域相關的流量和泥沙的函數 (Leopold et al. 1964)。河流河道傾向於發展出穩定的尺寸、型態和剖面，這些特徵在高流量、泥沙搬運和河道移動的事件中得以維持。因此，即使特定的河道特徵可能改變，這些關係本身是可預測的。我們將從描述河道形狀的模式開始，稍後再探討造成這些模式的過程。

流域面積 (Drainage area) 是討論河網時常用的術語，指由匯入主河道或一組河道的大量支流所排出的總面積。它與集水區 (catchment)、(watershed) 面積可以互換使用。河川流域 (River basin) 也可以替代使用，但習慣上僅用於非常大的河流。

### 3.1 水系網絡 (The Drainage Network)

地表水會向下坡流動，形成小的水道或細溝 (rills)，隨著時間推移，這些細溝會變成永久性的河道。河道匯集，形成一個樹狀網絡，排水面積隨之增加。實際上，每增加一條支流，排水面積是階梯式增加而非平滑增加，但作為一個近似值，河道長度約以排水面積的 0.6 次方增加。河流網絡的長度增長通常大於寬度，並根據地形和地表的易蝕性發展出特定的形狀。流經狹窄山谷的河流通常會形成一條中央河道，伴隨許多幾乎成直角匯入的短支流；而較平緩的地形則可能形成較圓的流域盆地。各種描述性術語（如樹枝狀 dendritic、放射狀 radial、矩形狀 rectangular、格狀 trellis）被用來描述這些模式。水系密度 (Drainage density)（河道總長度除以排水面積，單位為  $\text{km}/\text{km}^2$ ）是衡量網絡被切割得有多細密的指標，在較乾旱 (xeric) 的地區通常較低。起伏比 (Relief ratio) 是高程差除以沿主軸的河流長度，因此與坡降及河流的路徑有關。

在水系網絡的上游源頭，靠近分水嶺處，大量極小的水道僅在暴雨時有水，但到某個點，上游面積足以產生全年不斷的流量。這就是常流 (perennial flow) 開始的地方，並定義了一級河 (first-order stream) 的起點。在一級河之上是僅在濕潤時期流動的暫時性河流 (ephemeral stream)（在地形圖上以藍色虛線表示）。暫時性河流與一級常流河道之間的確切過渡點是不明確的，並且會根據降雨量而上下坡遷移。

河川級序 (Stream order) 是一個有用的度量，因為它描述了河流在支流層級結構中的位置（表 1.1）。兩條一級河的匯合形成一條二級河 (second-order stream)，其定義為僅有一級河道作為其支流。一條三級河 (third-order stream) 由兩條二級河匯流而成，依此類推（圖 1.2）。這個由 Horton (1945) 創始並由 Strahler (1952) 後來完善的系統，可能是最廣泛使用的河流與河流分類系統，但它有其局限性 (Hughes and Omernik 1983, Richards 1982)。一級河的辨識具有挑戰性，如果使用地圖進行，結果會隨地圖比例尺

而異（建議使用 1:24,000 或 1:25,000），從而影響所有更高階級的劃定。由於各地區的水系密度不同，河流大小與河川級序可能無法良好對應。此外，這種方法忽略了  $n$  級河流匯入  $n+1$  級河流的情況。鏈結分類 (Link classification) 納入了將一級河流匯入更高階級水系分支的情況，但仍有其他缺點。

儘管如此，河川級序因其簡單性和實用性而成為一個持久的概念。此外，河川級序分類可作為其他集水區變數的相關指標。當平均長度、總數，以及在較小程度上，平均坡度的對數值與河川級序作圖時，它們都形成直線。通常， $n-1$  級河流的數量是  $n$  級河流的三到四倍（分叉比 bifurcation ratio），前者的長度大約是後者的一半不到，且排水面積略多於後者的五分之一。這些比率可以透過檢視表 1.1 來驗證，該表總結了美國 1 至 10 級河流的數量、長度和排水面積。此表令人信服地顯示，絕大多數河流都屬於低級序。通常，一至三級河流佔集水區常流河道總長度的 70-80%，這強調了陸地與水域在源頭地區的緊密連結。河流連續體概念 (river continuum concept) (圖 1.7) 以河川級序作為其物理模板，許多河流生態學家發現河川級序是衡量大小和縱向位置的方便指標。

## 3.2 河道

河流河道橫剖面的形狀是流量與泥沙、河床與河岸的易蝕性、植被的穩定作用，以及任何可能影響局部河道條件的大型結構（如巨石、大型木質殘骸 [LW]）之間交互作用的函數。橫剖面測量繪製出河道的形狀，並在多個點測量深度，有效地創建一系列已知寬度和深度的單元，將其乘積加總以確定面積（圖 2.7）。平均深度則可估算為面積除以寬度。河道內最深點的位置稱為深泓線 (thalweg)。

即使在同一河段內，河道形狀和橫剖面面積在不同斷面也會有所不同，有些地方寬而淺，有些地方窄而深。在沒有支流匯入和地下水交換的情況下，每個斷面的水流量必須相同，但面積和形狀則不必。河道橫剖面在直線段較為規律，通常呈梯形，但在彎曲處則不對稱，那裡的最大深度和流速通常出現在外岸（圖 3.1）。由於流速降低以及彎道內的螺旋流 (helicoidal flow)（其中近床水流從外側流向內側），泥沙堆積在內岸形成點壩 (point bars)。釣客會利用這些淺而緩坡的河床區域，向對岸較深的水域拋竿。在陡峭狹窄的山谷中，河道受地形限制；而在平坦寬闊的山谷中，則允許更多的側向移動和曲流（圖 3.2）。

滿岸水位 (bankfull stage)，即發生溢岸洪水時的水深，如果存在發育良好的洪氾平原，可以透過直接觀察來確定。通常這個邊界不太明顯，因此會用各種方式估計。地形的變化、點壩的高程、河岸上木本植被的高度，以及明顯的沖刷跡象，都是確定滿岸河道的有用線索。濕潤河道 (wetted channel) 的尺寸對水生生物顯然很重要，並隨著流量波動而頻繁變化；而滿岸尺寸在解釋河流作用方面則特別重要。

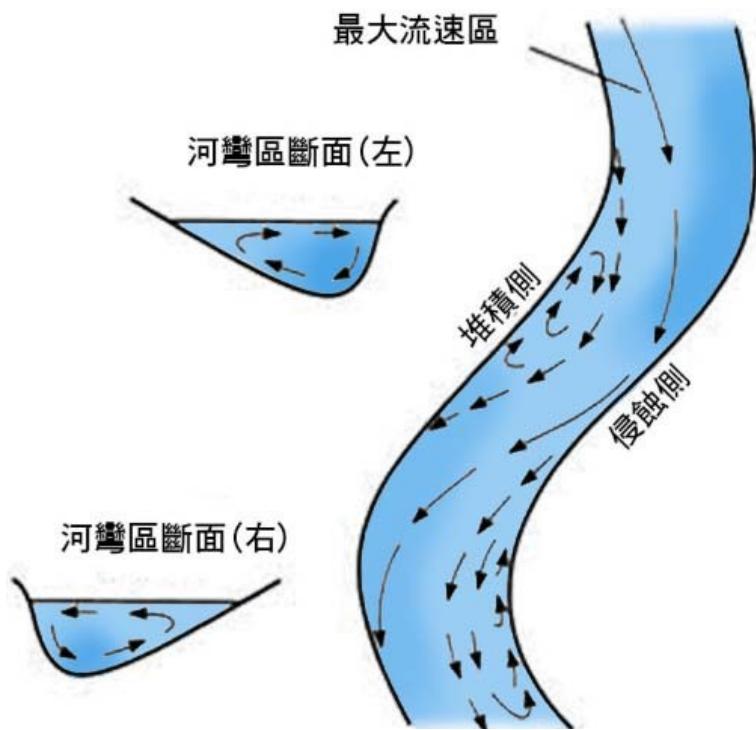


圖 3.1 一段蜿蜒的河段，圖中顯示了最大水流速線以及水流分離現象，這種分離導致了沉積區和侵蝕區的形成。橫斷面圖顯示了水流在彎道處的橫向移動。(Reproduced from Morisawa 1968.)

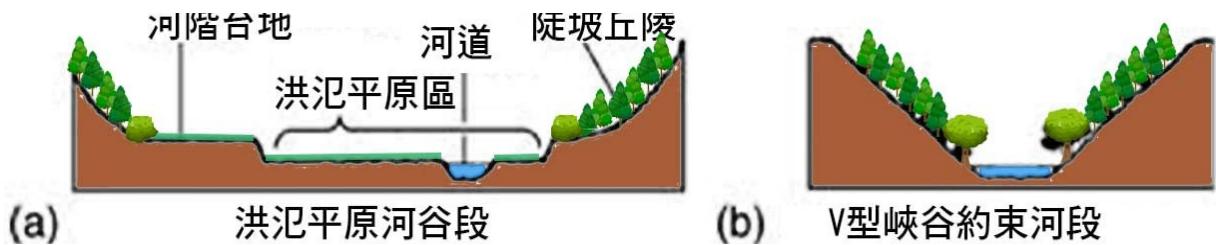


圖 3.2 (a) 山谷的示意性橫斷面圖，顯示了目前的河道、現代的洪氾平原以及代表先前洪氾平原的河階地。 (b) 河道受限，幾乎沒有機會形成洪氾平原。

### 3.2.1 水力幾何 (Hydraulic geometry)

河流通常越往下游規模越大，因為支流和地下水會增加流量。由於流量  $Q = wdv$  (見方程式 2.3)，流量的任何增加都必須導致寬度、深度、流速或這些因素的某種組合增加。圖 3.3 展示了懷俄明州和蒙大拿州的波德河 (Powder River) 及其支流的這些關係。類似的圖表也可以根據單一測站河流流量隨時間的波動來繪製。由 Leopold and Maddock (1953) 定義的水力幾何 (Hydraulic geometry) 描述了水力特性之間的關係，主要是寬度、深度、流速和流量。幕次方程式能很好地擬合經驗數據。

$$w = aQ^b \quad (3.1)$$

$$d = cQ^f \quad (3.2)$$

$$v = kQ^m \quad (3.3)$$

因為  $Q = w * d * v$ ，所以  $a * c * k \approx 1$  且  $b + f + m = 1$ 。

早期的研究認為，有一組固定的係數關聯著沿河長度方向寬度、深度和流速隨流量的變化，而另一組係數則適用於「單一測站」(at-a-station)。這後來被證明是一種過度概括，因為係數會隨著構成河道周邊的物質性質而變化，正如 Osterkamp et al. (1983) 使用美國西部的數據所顯示的。需要記住的是，方程式 3.1–3.3 描述的是一般趨勢，這些迴歸關係中存在相當大的變異（由於對數尺度，圖中不太明顯），但仍可以做出一些廣泛的概括。

在單一測站， $Q$  的增加是降雨事件的結果，主要由  $d$  和  $v$  的增加來調節，直到河流溢出其河岸（如果有洪氾平原），然後寬度會大幅增加。當沿著下游前進時，對於給定的流況， $Q$  的增加是支流和地下水匯入的結果。寬度、深度和流速都隨著年平均流量呈對數線性增加。寬度隨流量的增加幅度大於深度的增加，而流速隨流量的增加最少，甚至可以保持幾乎恆定 (Leopold 1962)。流速在下游的溫和增加可能令人驚訝，因為我們可能預期由於坡度普遍下降，流速會向下游減小。然而，由於越往下游河道深度通常越大，底質也越細，阻力會沿縱向減小，這抵銷了坡度減小的影響。蘇格蘭的特威德河 (River Tweed) 很好地說明了這一點 (Ledger 1981)。在大多數流量下，最高流速出現在河流系統的下游和平坦端。只有在某些涉及洪水的情況下，平均流速才不會在下游方向上表現出增加。

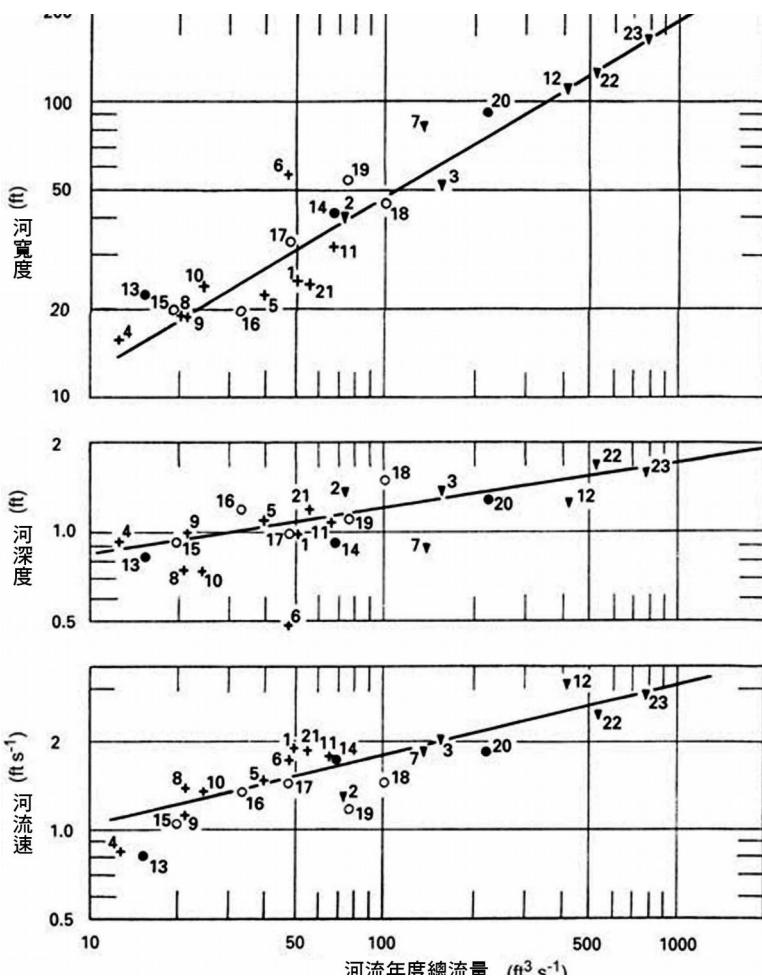


圖 3.3 下游流量變化時，河道寬度、深度和流速與年平均流量的關係。

### 3.2.2 蜿蜒度 (Sinuosity)

流動的水會遵循一條彎曲的路徑，無論是冰川表面的融水、不受河岸約束的灣流 (Gulf Stream)，還是一條河道。從上方看，大多數河流都是彎曲或蜿蜒的。然而，蜿蜒的程度差異很大，從具有彎曲深泓線的相對筆直的河道，到具有顯著且規律彎曲的河道 (Leopold 1994)。一個河段的曲折度可以很容易地量化為：

$$\text{蜿蜒度} = \frac{\text{河道距離}}{\text{順谷直線距離}} \quad (3.4)$$

許多變數影響曲折度的程度，因此其值範圍從接近 1 (順直的河道) 到 4 (在高度蜿蜒的河道)。蜿蜒 (Meandering) 通常被定義為一個任意的極端曲折的河道形態，典型值為  $>1.5$  (Gordon et al. 2004)。

水流通過曲流段時遵循可預測的模式，並導致規律的侵蝕和堆積區域，如前所述（圖 3.1）。彎道外側的水位超高導致水流向對岸產生螺旋流。此外，表層水流的分離會引起一個迴流區 (back eddy)。結果是產生了侵蝕區和堆積區，並解釋了為什麼稱為點壩的地貌會在堆積區向下游方向發展。

河道彎曲的一致性是如此之高，以至於如果將一條小溪和一條大河縮放到同一頁面上，它們的相似性會非常驚人。小河道以小曲線蜿蜒，大河道以大曲線蜿蜒 (Leopold 1994)。一個曲流的波長平均約為河道寬度的 10-14 倍，無論測量的是小型實驗水槽中的河流，還是在大西洋中蜿蜒的灣流（圖 3.4）。河道彎曲的曲率半徑平均為河道寬度的 2-3 倍。河道蜿蜒的模型具有合理的預測能力，但仍在發展中 (Darby and van de Wiel 2003)，並且重要的是要認識到大多數曲流是不對稱的 (Carson and LaPointe 1983)。

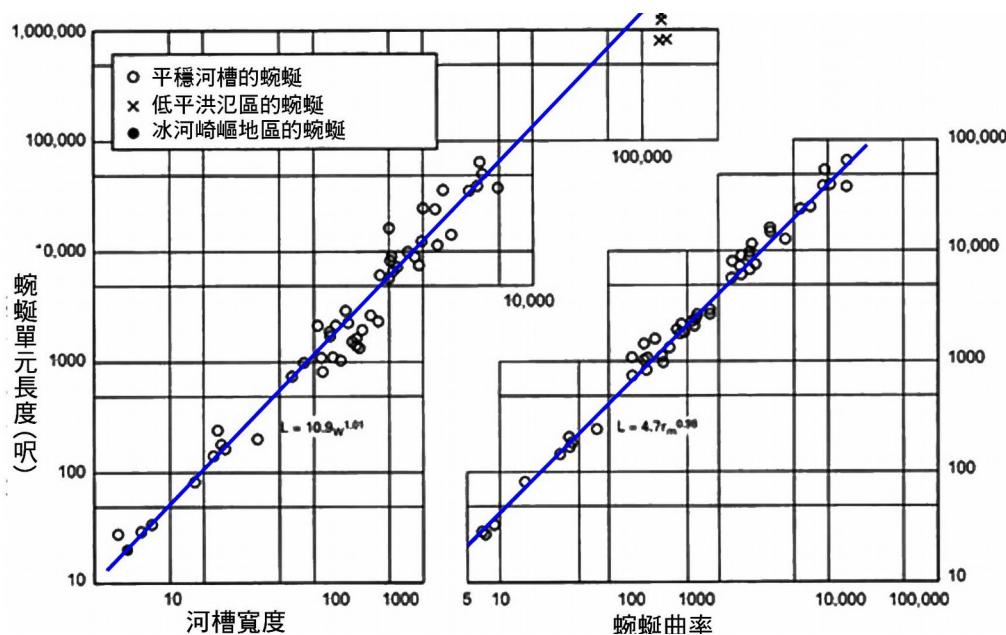


圖 3.4 曲流長度與河道寬度的關係，以及曲流長度與平均曲率半徑的關係

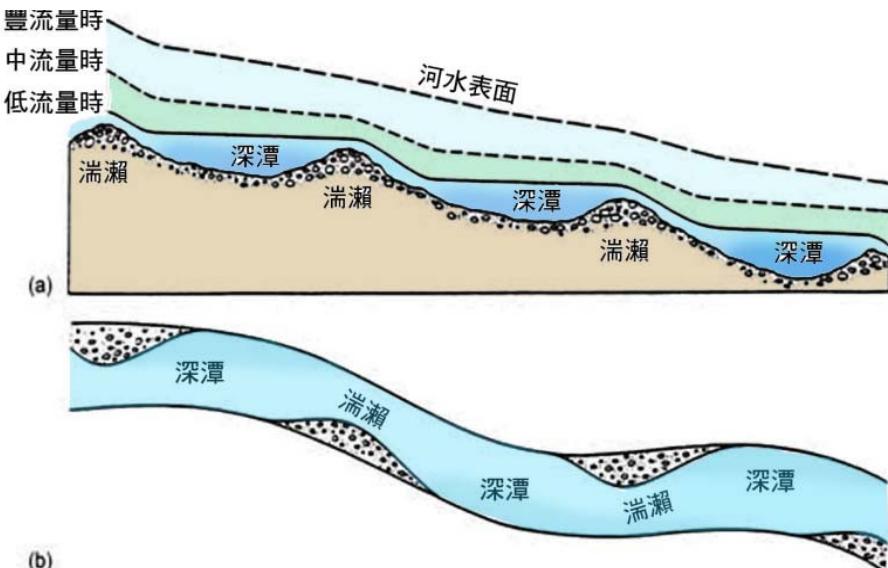


圖 3.5 淺瀨-深潭序列的縱向剖面圖 (a) 和平面圖 (b)。 (a) 中的水面剖面圖描繪了高流量、中流量和低流量條件。

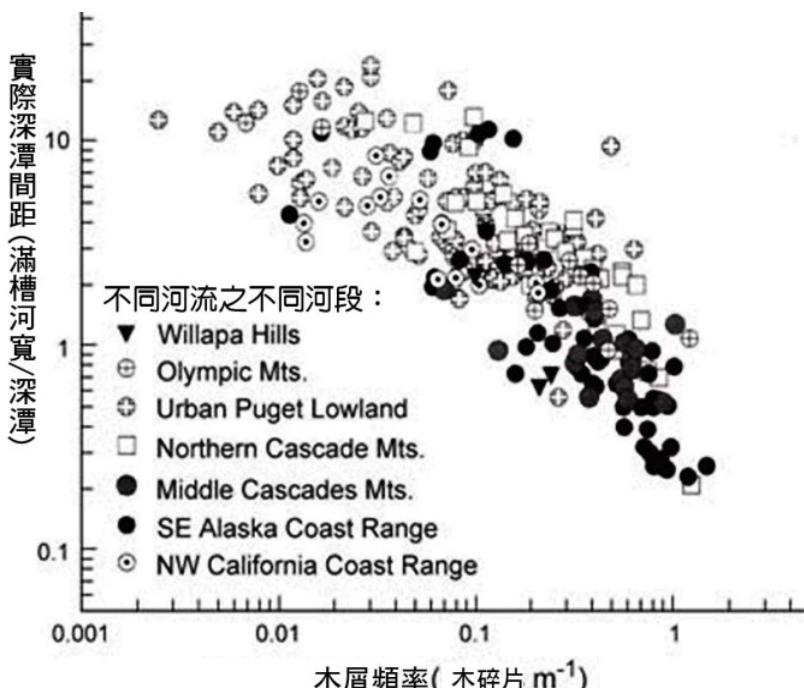


圖 3.6 美國西部不同地點深潭-淺瀨和平坦河床河道中木石堆積頻率與平均水潭間距的關係。

### 3.2.3 潭-瀨特徵

深潭-淺瀨河道 (Pool-riffle channels) 通常出現在坡度中等到低、無束制、礫石底床的河流中。在河流河段的尺度上，可能長達幾百公尺，可以觀察到流速較快、底質為礫石-卵石混合的淺水區（稱為瀨 riffles），與流速較慢、底質較細的深水區（稱為潭

pools) 之間或多或少有規律的交替（圖 3.5）。瀨是地形上的小丘，而潭則是波狀河床中的凹陷。在自成形的潭-瀨河道中，瀨是由礫石壩的堆積形成，以從河道一側到另一側的特徵性交替出現，間距約為 5-7 倍河道寬度 (Leopold et al. 1964)。潭-瀨序列是顆粒分選的結果，需要一定範圍的泥沙尺寸才能形成。

在低流量時，瀨的坡度較大，相對於潭較淺，且流速較高。在高流量時，瀨與潭之間的水面坡度變得較為均勻，儘管潭仍然較深，且潭中的流速增加幅度大於瀨。這導致了作用於河床的力量分佈發生變化。在洪水期，當流量高到足以移動河床時，瀨成為輸沙能力最低的位置，因此是礫石堆積的地點。

潭也形成於彎道外側以及大型木質殘骸或其他障礙物迫使潭形成的地方。在這些情況下，瀨-潭序列的規律交替可能不明顯。在太平洋西北地區的高坡度、礫石底床的河流中，潭的存在強烈依賴於大型木質殘骸，而木質殘骸含量高的河流通常潭的間距更近（圖 3.6）。大型木質殘骸對一至四級河流的影響最大，被發現能增加河寬、形成瀑布、穩定礫石壩，以及創造潭 (Bilby and Bisson 1998)。在沙床河道中，移除木質殘骸的河段，其物理多樣性通常會降低 (Shields and Smith 1992)。

### 3.2.4 洪氾平原

洪氾平原 (floodplain) 是靠近河流河道的一個平坦區域，在中等流量時會被淹沒，並且是在現今氣候條件下，由河流在溢岸洪水期間沉積泥沙所建造的 (Leopold 1994)。無束制、平坦的河谷最常見於低地河流，允許相當大的曲流和側向遷移，因此傾向於有發育良好的洪氾平原。相比之下，在高度束制的河道中，洪氾平原的發育也相應地受到限制（圖 3.2）。

河道的移動和河谷的洪水是河流規律且自然的行為。河流的滿岸水位可以透過前述的野外觀察來辨識，或直接觀察河流剛好溢出河岸的洪水。然而，在實務上，這並不總是容易做到。一個廣泛使用的經驗法則是，溢岸流量大約每 1-2 年發生一次（圖 2.11 中的 1.5 年重現期事件），但實際上，特定河段的洪氾平原可能每年被淹沒多次，或者頻率遠低於此。作為此說法的推論，河流建造了一個足以容納其所經歷的大部分流量的河道；只有較不頻繁、較大的流量才會溢出河道，漫流到洪氾平原上。

由於氣候或流域條件的變化，河流的河床水平可以上升（淤積 aggradation）或下降（下切 degradation）。在長期的下切過程中，隨著河流向下切割，被廢棄的舊洪氾平原會保留下來，成為階地 (terrace)。

### 3.3 沉積物及其搬運

沉積物的供給與搬運非常重要，因為它們強烈影響河道動態，影響生物所經歷的棲地品質，並且管理成本可能很高。河流所尋求的動態平衡，是介於沉積物與水這兩種供給之間，它們共同決定了侵蝕與堆積是否平衡，從而決定了河道如何反應。過多或過少的沉積物都可能對生物有害，並對人類聚落和基礎設施造成昂貴的後果。許多河流有人為引發的侵蝕和沉積的悠久歷史，導致棲地退化並改變其生態，以至於復育將極具挑戰性 (Gore and Shields 1995)。截至 1998 年，美國約有 13% 的河流，以及 40% 的受損河流，被認為因過度沉積而受損 (USEPA 2000)。飲用水中過多的沉積物需要昂貴的過濾處理，這就是為什麼紐約市現在專注於其水庫供應流域的河岸管理。從河流輸送的沉積物可能對河口灣和珊瑚礁造成嚴重損害，而沉積物供給不足則可能導致河川三角洲和海岸線後退，造成棲地喪失和對風暴潮的保護不足。

#### 3.3.1 河床質

一個河流河段的河床質顆粒大小，取決於從上游、局部支流和山坡引入河道的顆粒大小，以及磨蝕和分選作用。河床質是河道形態所適應的強加條件之一。一個方便的粒徑分類（表 3.1），基於尺寸的逐級加倍，幫助我們精確使用如礫石 (gravel)、卵石 (pebble)、巨石 (boulder) 等術語。顆粒 (Grain) 和粒子 (particle) 描述任何大小的粒子，而碎屑 (clast) 通常指較大的粒子。河床通常包含混合粒徑的顆粒。河床表面的組成決定了可供搬運的物質，這是這裡的主要焦點。它也影響河床糙度，從而影響近床的水力環境，以及河床的透水性及其作為生物棲地的適宜性，這將在後面討論。

由於河床表面通常由混合粒徑的顆粒組成，量化平均粒徑以及粒徑範圍是很有用的。卵石計數法 (pebble count) (Wolman 1954) 是一種簡單且廣泛使用的方法，用於量化表層的粒徑並預測河床移動的閾值。通常的方法是，從一個相當均質的河流河段的河床或礫石壩上隨機選取約 100 顆直徑大於 4 毫米的顆粒，測量其中間軸。然而，當河床含有大量直徑小於 10-15 毫米的物質時，必須將河床質樣本通過不同尺寸的篩網。

將累積頻率分佈對顆粒大小的幾何級數作圖（圖 3.7），可以快速估計中位粒徑，或  $D_{50}$ 。 $D_{16}$  和  $D_{84}$  也常被報告，因為它們在常態分佈中涵蓋了平均值兩側的一個標準差。

礫石底床河流的表層通常比次表層的顆粒更粗。河床鋪面 (Streambed armoring) 指的是底質的垂直分層，其中較粗的顆粒覆蓋在較細的物質之上，並可能阻止後者被捲入水體中。這可以量化為表面  $D_{50}$  與次表面  $D_{50}$  的比值。

除了卵石計數法，河床沉積物測量還採用許多其他方法 (Kondolf et al. 2003a)。一些生物學家偏好一種較不量化但仍有用的方法，即報告主要和次要的顆粒大小。如果興趣在於魚類生物學而非沉積物搬運，那麼魚類產卵偏好的某個尺寸範圍內的礫石比

例可能是最有用的度量；如果細沉積物限制了孵化中的魚卵或底棲無脊椎動物所需的含氧水在礫石間的流動，那麼對其進行量化就很重要。

表 3.1 Wentworth 粒度分級標準將粒度等級定義為以 2 的幕遞增的間隔。

岩石砂泥種類		石砂粒徑 (mm)
<b>Boulder</b>	大塊岩	粒徑>256mm (比西瓜大)
<b>Cobble</b>		
Large	大鵝卵石	128-256mm (飯碗-籃球)
Small	小鵝卵石	64-128mm (鵝蛋-飯碗)
<b>Gravel</b>		
Veary Coarse	大礫石	32-64mm (乒乓球-雞蛋)
Coarse	粗礫石	16-32mm (彈珠-乒乓球)
Medium	中礫石	8-16mm (豌豆-彈珠)
Fine	細礫石	4-8mm (綠豆-豌豆)
Veary fine	極細礫石	2-4mm (米粒-綠豆)
<b>Sand</b>		
Veary Coarse	大粗砂	1-2mm (建築粗砂1-2mm)
Coarse	粗砂	0.5-1mm
Medium	中砂	0.25-0.5mm
Fine	細砂	0.125-0.25mm(水泥粉0.1mm)
Veary fine	極細砂	0.065-0.125mm
<b>Silt</b>	淤泥	<0.065mm

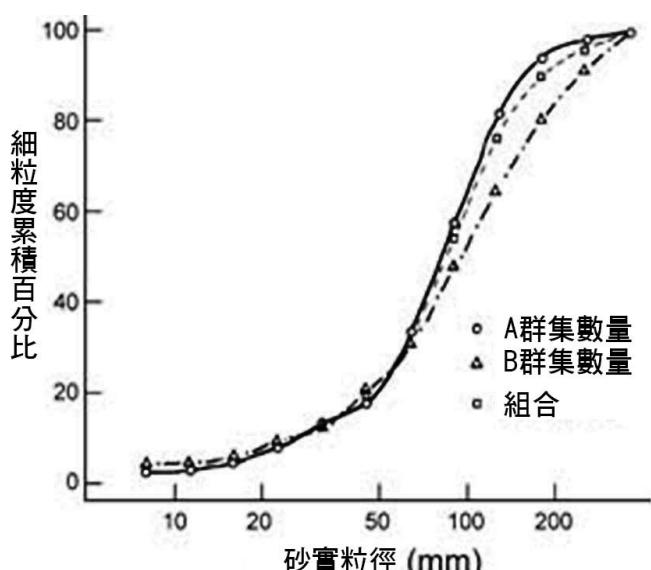


圖 3.7 顯示了加州拉什溪河床上兩個不同沉積環境位置的卵石計數結果，以此確定顆粒大小分佈。中位數粒徑約 80mm，屬於小卵石的粒徑範圍，而 B 點的粒徑略小。

### 3.3.2 河岸與河床侵蝕

所有沉積物最終都源於流域邊坡的侵蝕和流經地表的水流，但直接的供給通常來自河床和河岸 (Richards 1982)。高流量事件會沖刷和搬運沉積物，最終隨著水流減弱而

將其沉積在更下游的河道中。河岸侵蝕是沉積物的重要來源，也是河道不穩定的原因。它在河道蜿蜒時自然發生，當洪峰流量增加時可能變得嚴重。因此，不透水面積和雨水輸送系統的增加會加劇侵蝕。這個過程始於河流侵蝕河岸底部（「趾部」），導致河岸變陡。隨著上部水平岸面開始形成張力裂縫，水分滲入提高了孔隙水壓力（並增加了質量），剪切作用開始，導致河岸崩塌。土壤碎屑堆積在岸腳，河流將崩塌的碎屑帶走，增加了河流的泥沙負荷。河岸再次變陡，形成垂直的岸面，開始新一輪的河岸侵蝕。

大多數河岸包含較細的物質，這提供了一定程度的凝聚力。植物的根系有助於固定土壤。研究發現，相對於樹木，草由於其更深更密的根系，在穩定河岸方面特別有效 (Lyons et al. 2000)。的確，沿著一條流經牧場和林地的河流，觀察到河道在草地區段變窄變深，而在森林區段變淺變寬 (Sweeney 1993)。由於一些土地管理者顯然偏好木本植被，在草地河岸區種植樹木，隨著其形狀適應河岸穩定性的變化，有可能導致河流變得更寬更淺 (Davies-Colley 1997)。

河岸穩定性可以透過幾種方式提高。岸面上的植被既能用其根系穩定土壤，又能透過吸收和蒸散作用移除土壤水分。可以安裝排水瓦管來排除滲透水，這降低了塊體運動的可能性。透過各種裝置進行趾部保護可以防止河岸變陡。河岸穩定是一項重要的管理活動，從「硬性」解決方案如拋石 (riprap) (混凝土塊) 和石籠 (gabions) (裝滿石頭的鐵絲籠)，到使用植被的更環保的方法。然而，如果河床發生下切，穩定河岸的努力將是無效的。

都市河流呈現出與農業環境不同的情景。隨著都市基礎設施的建設，洪峰流量通常會增加，而河岸往往被硬化，因為河道變遷可能破壞道路和房屋。預期的後果是河床侵蝕和下切，並有大量沉積物輸出到下游河段。

當流量達到足以啟動運動並搬運通常比細沙更大的顆粒時，河床質就會被搬運。毫不奇怪，能夠被侵蝕和搬運的顆粒大小隨流速而變化（圖 3.8）。河流的挾沙能力 (competence) 指的是在某個流量下能夠沿河床移動的最大顆粒，而臨界侵蝕（挾沙）流速 (critical erosion velocity) 是指一個給定大小的顆粒靜止在河床上開始移動的最低流速 (Morisawa 1968)。沙粒最容易被侵蝕，其臨界侵蝕流速約為 20 cm/s。由於質量更大，較大的顆粒需要更高的流速才能啟動運動，例如，粗礫石至少需要 1 m/s。然而，比沙粒更小的顆粒，包括粉砂和黏土，由於其凝聚性，具有更高的臨界侵蝕流速。

一旦進入搬運狀態，顆粒將在比啟動運動所需稍慢的流速下繼續運動（圖 3.8）。隨著流速降低，顆粒會從懸浮狀態中沉降下來，從最大最重的開始。這發生在洪水後流量下降時、坡度較低的河段、彎道內側以及障礙物後方。

水流對河床施加的剪應力或拖曳力 (tractive force) ( $\tau_0$ ，單位面積的力) 估計為：

$$\tau_0 = \rho g R S \quad (3.5)$$

其中  $\rho$  是流體密度， $g$  是重力加速度，水力半徑  $R$  等於河道橫剖面面積除以其濕周長， $S$  是水面坡度。對於寬度遠大於平均流深的自然河道，平均深度是水力半徑的一個良好近似值。

這個方程式很重要，因為它將河床和河岸的阻力與水的下游重力拖曳力聯繫起來：當前者被超過時，沉積物搬運就開始了。臨界剪應力 (critical shear stress) ( $\tau_c$ ) 指的是移動給定粒徑所需的剪應力。對於床質可移動、河床質直徑  $>1\text{ cm}$  的礫石底床河流，在滿岸流量下接近運動閾值的顆粒大小約等於中位河床質大小（公分）。換句話說，D<sub>50</sub> 是滿岸流量下河床拖曳力的一個良好指標。

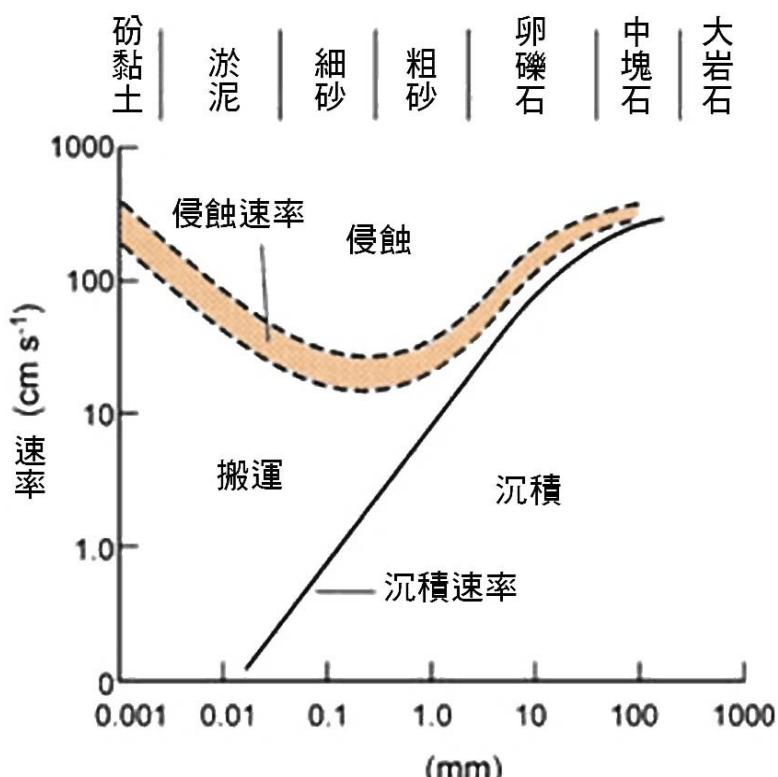


圖 3.8 顯示了水深至少 1 公尺處的平均流速與可從類似粒徑物質層中侵蝕掉的礦物顆粒尺寸之間的關係。當流速低於足以侵蝕特定粒徑顆粒的流速（圖中以帶狀區域表示）時，顆粒仍可繼續被輸送。沉積作用發生在低於侵蝕特定粒徑顆粒所需的流速下。

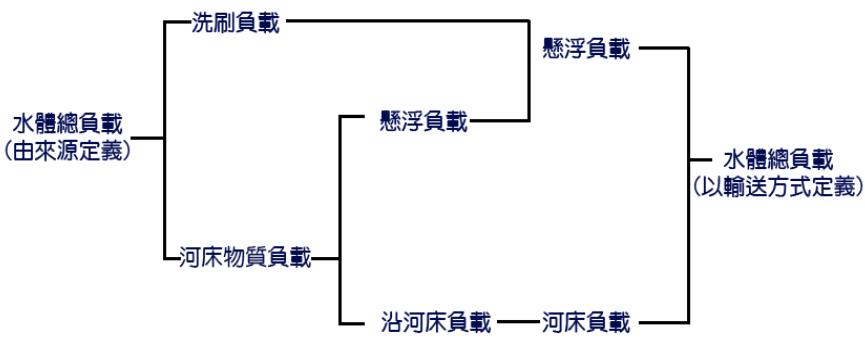


圖 3.9 河川泥沙負荷的組成部分，以泥沙來源和輸送方式表示。

### 3.3.3 泥沙負荷

泥沙負荷 (Sediment load) 是在某個時間間隔內通過某一點的泥沙量。它是透過將泥沙濃度乘以水流量來估計的。由河流系統攜帶的物質可以分為三個部分 (Knighton 1998)。它們是溶解質 (dissolved load)，由溶液中運輸的物質組成；沖刷質 (wash load)，由 0.5 微米（溶解物質的上限）到 0.0625 毫米（粉砂和沙的邊界）之間的物質組成；以及固體質 (solid load)，由大於 0.0625 毫米的物質組成。描述總泥沙負荷的術語要麼指物質的來源，要麼指運輸的方式 (Hicks and Gomez 2003)（圖 3.9）。

溶解質由基岩和土壤化學風化產生的溶質組成。河水的溶解成分將在第四章更充分地討論。在大部分水流為地下流的非暴漲型水文情勢中，以及在石灰岩地質區域，它們的貢獻最大 (Richards 1982)。以溶質與固體質形式運輸的物質相對量取決於流域特性、岩性學和水文路徑。在乾燥地區，沉積物佔總負荷高達 90%，而在逕流量非常高的地區，溶質的貢獻則大得多 (Richards 1982)。據估計，全球河流每年向海洋輸送約 150 億噸懸浮物質，這大約是溶解質的五倍 (Holeman 1968, Martin and Meybeck 1979)。

按來源分，總泥沙負荷分為沖刷質和河床質 (Hicks and Gomez 2003)。沖刷質（之所以如此命名，是因為這種負荷是從河岸和高地地區「沖刷」到河流中的）由非常細的顆粒組成，包括黏土和粉砂，直至極細的沙。它只需要低流速和輕微的擾動就能保持懸浮，因此這種物質可能永遠不會沉降。沖刷質的量取決於其從高地和河岸的供給，而不是河流的輸沙能力，並且在河岸黏土和粉砂含量高的地方可能很高。河床質來自河床，通常是沙或礫石，其濃度與河流的輸沙能力直接相關。

按運輸方式分，泥沙負荷分為懸浮質 (suspended load) 和推移質 (bed load)。河水流動通常是紊流，並施加剪力，使顆粒沿河床以推、滾、跳的方式移動，稱為推移質。同樣的剪力會引起紊流渦旋，將顆粒捲入懸浮狀態，稱為懸浮質。推移質和懸浮質的區別基於取樣方法，在低流量時作為推移質運輸的相同物質，在高流量時可能成為懸浮質。推移質運輸很難測量，通常涉及陷阱或示蹤顆粒 (Gordon et al. 2004)。懸浮質相

當容易取樣——一個簡單的抓取樣本就足夠了——但它隨深度而變化，並能隨流量迅速改變，因此首選跨深度積分並在洪峰漲落過程中頻繁取樣。由於細沉積物傾向於在降雨事件開始時被沖入河流並被上漲的水流捲起，它們的濃度通常在洪峰上漲期間較高，而在洪峰消退期間由於沉積物供給耗盡而下降。因此，在洪峰上漲和消退的相同流量下，沉積物濃度可能不同。這被稱為遲滯現象 (hysteresis)。

懸浮沉積物會因散射和吸收而限制光線在水中的穿透，從而引起濁度 (turbidity)。透過測量光線穿過水樣的透射率，濁度計提供了一種懸浮沉積物負荷的簡單近似值。這些通常以濁度單位 (NTUs) 報告，可以與測量的沉積物濃度 (mg/L) 進行校準。然而，還有其他濁度來源，包括藻類和膠體物質，所以濁度並不僅僅是懸浮沉積物的量度。

大部分的沉積物搬運是由懸浮質造成的，其通常超過推移質 5 到 50 倍 (Gordon et al. 2004)。在基岩河流中，推移質的比例會比在河道由易於搬運的物質組成的沖積河流中低。然而，在洪水期間，推移質搬運會大幅增加，並且在決定河道形狀方面尤其重要。對於處於平衡狀態的河流河道，推移質的搬運要求它被來自上游河岸和河道的物質所補充，在伴隨洪水漲落的沖刷和回填循環中；否則，河床將會下切。例如，科羅拉多河在利斯渡口 (Lees Ferry) 的一場洪水使河床深度增加了約 1.5 公尺。隨著洪水消退，沉積物的再沉積使河床高程恢復到非常接近其先前的值 (Leopold 1962)，這進一步證明了侵蝕與堆積之間的動態平衡。自格倫峽谷大壩 (Glen Canyon Dam) 封閉以來，其下游的科羅拉多河已經下切了超過 9 公尺，這顯示了失去上游沉積物供給的後果 (Postel and Richter 2003)。

### 3.3.4 影響沉積物濃度與負荷的因素

一條河流的輸沙能力 (capacity) 是指它能承載的河床質總負荷。除非沉積物供給變得枯竭，否則輸沙能力會隨著流速和流量的增加而增加；一般來說，流量越大，搬運的沉積物量也越大 (Richards 1982)。在一年中的大部分時間裡，流量通常太低，不足以沖刷、塑造河道或搬運大量的沉積物，儘管沙床河流的變化可能更為頻繁。雖然人們可能認為極端事件也佔了總沉積物搬運的最大比例，但實際上，多年下來，中等頻率的流量事件搬運了更多的沉積物。沉積物搬運達到峰值時的流量稱為有效流量 (effective discharge) 或優勢流量 (dominant discharge)，它是從流量頻率曲線與描述沉積物搬運速率作為流量函數的曲線的乘積中找到的（圖 3.10）。因為與其他流量相比，有效流量完成了最多地貌功 (geomorphic work)，所以可以推斷，河流地貌是由頻繁發生的中度洪水塑造的，而不是由罕見的、災難性的洪水塑造的 (Wolman and Miller 1960)。

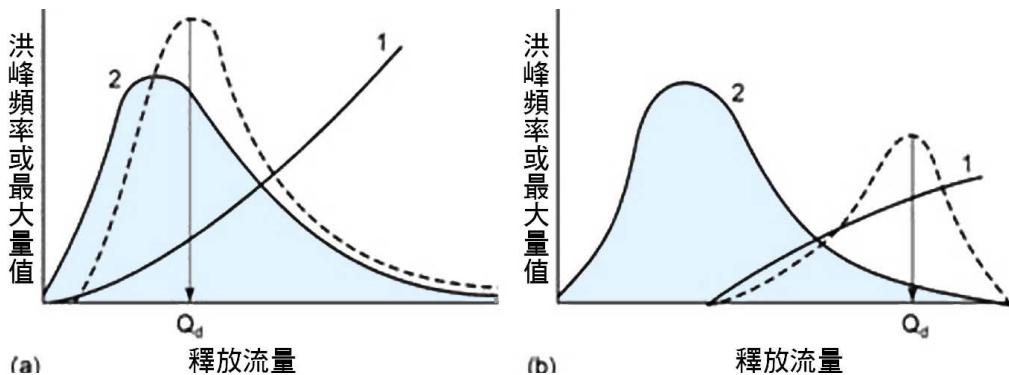


圖 3.10 造成泥沙輸移的流量事件的頻率和流量大小之間的關係：(a) 懸移質，(b) 推移質。曲線 1 表示泥沙輸移速率隨流量大小增加而增加，曲線 2 表示給定流量大小的流量事件的頻率。它們的乘積（虛線）是輸移泥沙量最大的流量，稱為  $Q_d$ ，即主導流量或有效流量。對於懸移質， $Q_d$  近似等於  $Q_{bf}$ ；對於推移質， $Q_d$  的範圍為  $Q_{1.5}$  至  $Q_{10}$ 。

有效流量通常非常接近根據 1.5 年流量 ( $Q_{1.5}$ ) 估計的滿岸流量，正如 Andrews and Nakervis (1995) 對美國西部 17 條礫石底床河流的報告所示，且 D50 近似於在有效流量下被移動的顆粒大小。鑑於直接確定有效流量的困難，滿岸流量和 D50 的實用性就很明顯了，因為它們都是可以提供估計值的野外測量數據，這些估計值代表了負責搬運大部分年度沉積物通量，從而對河道形狀影響最大的流量。一項對全美超過 2900 個站點的懸浮沉積物搬運數據的分析（按生態區分類），支持使用  $Q_{1.5}$  作為有效流量的度量 (Simon et al. 2004)。17 個生態區的有效流量重現期中位數值範圍從 1.1 年到 1.7 年，並且檢測到區域間的差異，這主張應使用區域化的曲線。造床流量 (channel-forming discharge) 的概念在河流復育設計中被廣泛使用，因為它提出了相當容易估計平衡河道尺寸的方法。這些努力既有成功也有失敗；後者的原因包括應用於條件可能不同的區域、對過去歷史的考慮不足，以及將一般關係應用於特定案例時固有的問題 (Smith and Prestegard 2005, Doyle et al. 2006)。

懸浮沉積物的濃度差異很大，取決於前述影響沉積物供給的因素，以及決定任何時候有多少沉積物在搬運中的流量和流速。根據 1970 年至 1983 年間在全美約 400-600 個測站的取樣，特定地點的總懸浮固體 (TSS) 測量值中位數為 63 mg/L，但變異超過三個數量級 (Dodds and Whiles 2004)。沉積物濃度和產沙量 (yields) 因地區、導致侵蝕的人類活動，以及河道是處於穩定還是不穩定狀態而有很大差異。Simon et al. (2004) 使用一個河道演化模型，該模型辨識了擾動前和適應擾動後河道形態的平衡條件，他們估計，在一個給定生態區內，穩定地點的（在  $Q_{1.5}$  時的懸浮沉積物產沙量）中位數值通常比不穩定地點低一個數量級。

在 Dodds and Whiles (2004) 分析的大型數據集中，近 90% 的 TSS 變異可由濁度解釋，這表明後者是一個合理的替代測量指標，至少在一個數量級的範圍內是如此。TSS 與森林覆蓋的集水區土地面積呈負相關，最高值出現在森林覆蓋率 <20% 的地方。與都市土地的關係不太清楚，大概是因為不透水表面導致可侵蝕的土壤較少，所以在都市集水區高 TSS 值很罕見。TSS 也表現出與生態區相關的顯著差異。在東部落葉林區看到較低的沉積物濃度，而在大平原和北美沙漠生態區則有較高的值。

個別河流的產沙量是將負荷除以集水區面積計算得出的，為比較不同河流之間和隨時間變化的沉積物輸出提供了一個有用的比較。僅憑水流量是預測沉積物負荷的一個很差的指標，除非在一個區域內。全球僅 10% 的流域面積內的河流就佔了超過 60% 的沉積物排放量 (Milliman 1990)。中國北方的黃河被認為是所有河流中懸浮負荷最高的，在高流量期間，沙、粉砂和黏土的重量可高達 40% (Cressey 1963)。南美洲的大河對全球沉積物通量的貢獻顯著，但仍小得多，而北方的大河則貢獻更少。

人類活動可以增加或減少產沙量。森林砍伐和不良的農業實踐大大增加了侵蝕，在亞洲和大洋洲可能高達五倍。另一方面，數千座大型和數百萬座小型水庫大大減少了河流中的沉積物通量。儘管美國先前的研究強調沉積物儲存在河道和洪氾平原中 (Trimble 1983)，但 Renwick et al. (2005) 估計，至少在 20 世紀後期，美國大部分的沉積作用實際上發生在水庫中。尼羅河和科羅拉多河的沉積物輸出都已完全停止，而羅納河 (Rhône) 估計其輸出的負荷約為一個世紀前的 5%。因此，在一些大河中，我們看到了流域內侵蝕增加與向海洋輸出減少的明顯矛盾。

這些趨勢的全球後果可見於表 3.2，該表按大陸總結了人類活動前和現代的流量與沉積物通量。結合數據和模型，Syvitski et al. (2005) 估計，在人類影響之前的全球總量為每年 140 億噸（若包含推移質則為 155 億噸）。亞洲產生最大量的河流沉積物，而大洋洲和印尼則有最高的產沙量以及最高的逕流量（流量除以面積）。按緯度劃分，溫暖地區產生最高的產沙量，佔全球輸送量的近三分之二。現代的泥沙負荷是一個變動的目標，因為土地利用普遍加速了侵蝕（儘管在某些地區，重新造林和其他改善措施已帶來下降），而水庫則截留了沉積物。現代的沉積物通量估計為每年 126 億噸，比人類活動前的值低約 10%。利用大型水庫截留河流 20% 的泥沙負荷，小型水庫再截留 6% 的額外資訊，目前在沒有水壩的情況下，懸浮沉積物的通量將為每年 162 億噸。因此，由於侵蝕，進入全球河流的沉積物通量增加了，而輸往世界海岸的產沙量卻下降了。可能影響居住區的海岸後退、河川三角洲的沉降，以及沿海濕地棲地的喪失是可能的後果。

## 3.4 河流連續體的作用

我們現在熟悉了河流的許多主要特徵，包括其河道的形狀、與洪氾平原的側向連結、瀨、潭和曲流的存在，以及河床和河岸的沉積物。這些特徵沿著河流從源頭到低地的

路線變化，並隨著氣候和地形的區域差異而變化。如前所述，河流尋求一種動態平衡狀態，介於谷地坡度、流量和沉積物供給這些強加條件，與河道可調整的變數（包括寬度、深度、流速、河段坡度、糙度及沉積物大小）之間。在歷史時間尺度上，河道會因應人類活動、氣候變遷和極端事件所導致的流量和沉積物供給變化而調整。今日，越來越多的是人類活動破壞了河流的平衡，常常引發一系列對我們人造環境構成問題的變化。

河流功率 (stream power) 的概念以及 Lane's Law (圖 3.11) 中所捕捉到的水與沉積物供給之間的關係，很好地表達了其中的關鍵作用。河流功率描述了河流移動和搬運物質的能力。它是流量和坡度的乘積，儘管還有其他公式估計單位面積或單位河段長度的單位河流功率。因此，更陡的坡度和更高的流量都會增加河流功率，但因為坡度傾向於向下游減小而流量增加，一條洪水中的山區河流可能產生比一條大型低地河流大得多的功率，而一條溢出河岸流入洪氾平原的河流其功率將低於停留在河岸內的河流 (Gordon et al. 2004)。河流功率與泥沙負荷的關係大致為：

$$Q_s D_{50} \sim Q_w S \quad (3.6)$$

其中  $Q_s$  是泥沙流量（負荷）， $D_{50}$  是中位粒徑， $Q_w$  是水流量， $S$  是坡度 (Lane 1955)。此關係是定性的，因此未給出單位。它意味著只要任何變數沒有發生重大變化，或者一個變數的變化被另一個變數的變化所平衡，河道就會保持平衡。

方程式 3.6 對於預測河流將如何應對人類行為特別有用。如果沉積物被水壩攔截，流出的水通常泥沙負荷很低，導致河床粗化和河道下切，因為飢渴於沉積物的河流會捲起河床物質並向下切割。如果因支流集水區的不良土地利用實踐而引入沉積物，河流缺乏搬運額外物質的能力，導致堆積和淤積。如果一條河流被拉直，其坡度會增加（因為相同的高程下降現在發生在更短的距離上），預期會發生侵蝕。當一個集水區僅有 10-20% 被屋頂、路面或其他不透水表面覆蓋時，洪峰流量通常會增加，河道通常會隨之變寬或變深，這在都市地區是常見的景象 (Bledsoe and Watson 2001)。

表 3.2 陸地面積、流量、人類出現之前和現代條件下世界河流向全球沿海地區輸送的預測泥沙通量，以及水庫泥沙截留百分比。為簡化起見，表中省略了泥沙通量和水庫泥沙截留量的不確定性估計值，但其範圍為所述值的 15% 至 30%。

大陸	陸地面積 百萬平方公里	流量 (km <sup>3</sup> /年)	人類之前的懸 浮泥砂負荷(百萬噸/年)	現代懸浮泥砂負荷 Q <sub>s</sub> (百萬噸/年)	水庫中保留 的泥砂負荷
Africa	20	3,800	1,310	800	25%
Asia	31	9,810	5,450	4,740	31%
Australasia	4	610	420	390	8%
Europe	10	2,680	920	680	12%
Indonesia	3	4,260	900	1,630	1%
North America	21	5,820	2,350	1,910	13%
Ocean Islands	0.01	20	4	8	0%
South America	17	11,540	2,680	2,450	13%
Total	106	38,540	14,030	12,610	20%

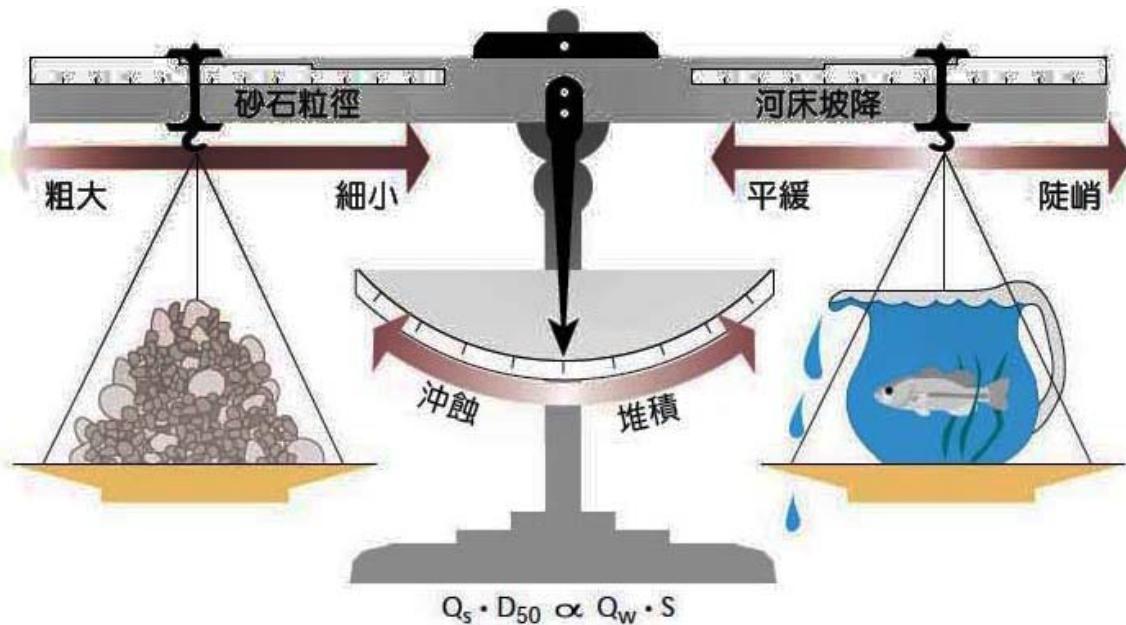


圖 3.11 Lane 定律指出，泥沙輸移量與河川功率（流量 坡度）成正比，與泥沙粒徑成反比。因此，當以下條件滿足時，河道處於平衡狀態：泥沙輸移量 (Q<sub>s</sub>) 泥沙粒徑 (D<sub>50</sub>) 河川流量 (Q<sub>w</sub>) 河川坡度 (S)。(Reproduced from Brierley and Fryirs 2005.)

### 3.4.1 河流作用與河道形態

我們現在轉向對河道進行基於過程的分析，將水和沉積物供給的控制條件與我們所遇到的河道特徵及其沿河流連續體的變化聯繫起來。這將主要集中於沖積河道，定義為那些河床沉積物可被河流搬運的河道。重排方程式 3.6，很明顯，沉積物搬運與河流功率 (Q<sub>w</sub>S) 成正比，與粒徑 D<sub>50</sub> (也稱為沉積物口徑 sediment caliber) 成反比。河流搬運沉積物的能力與沉積物的輸入及其口徑之間的相互作用，產生了獨特的河道形態

(Church 2002)。受沉積物質地和植被（大型木質殘骸）影響的河岸強度，以及其他河道限制，對河道形狀施加了額外的影響（圖 3.12）。

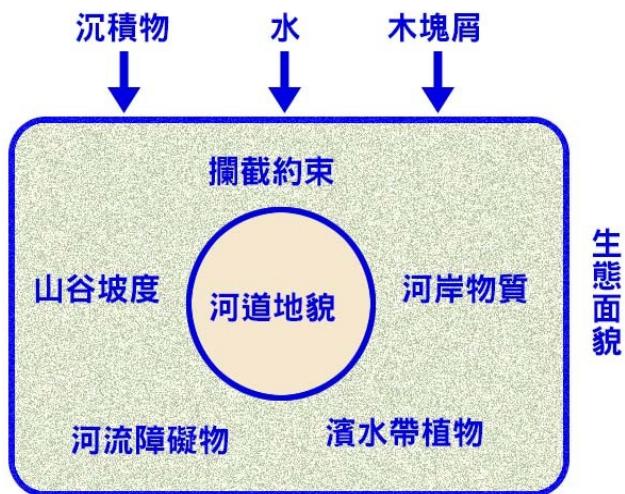


圖 3.12 河道形態的主要控制因素包括沉積物供給(數量和大小)、搬運能力(流量大小和頻率)以及河岸植被。河道形態進一步受到流動障礙物(基岩類型、大型木質殘骸)、地貌背景(束制程度和谷地坡度)以及擾動歷史的影響。沉積物供給和搬運關係決定了河道類型。

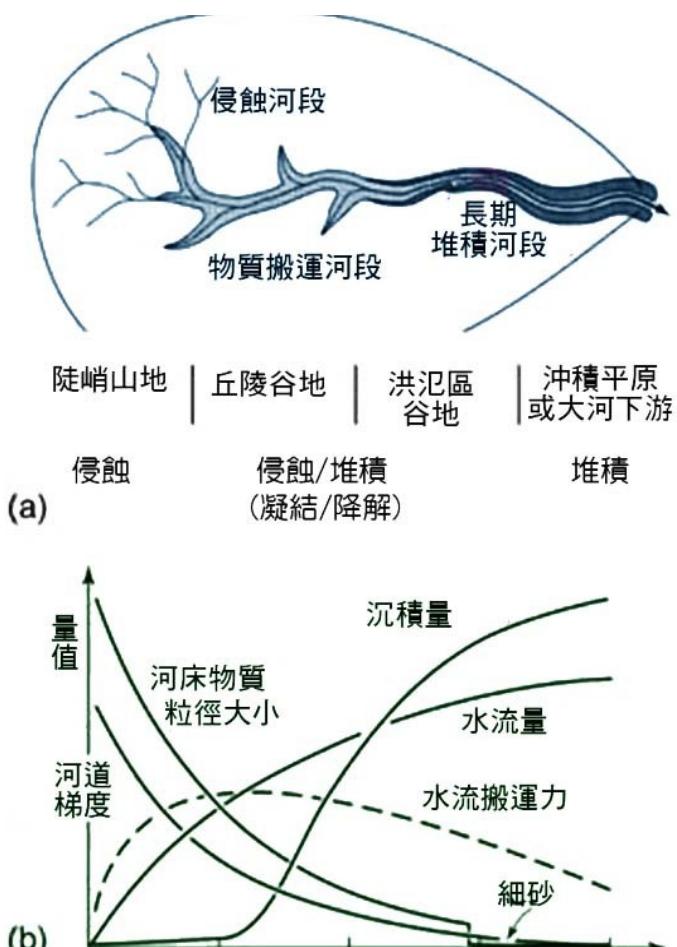


圖 3.13 流域示意圖，顯示了河道的一些主要縱向趨勢。(a) 三個主要縱向區域：高地區域，排水在此形成並輸出沉積物；中間過渡區域，侵蝕和沈積物在此大致平衡；以及下游洪氾區，沉積物在此堆積。(b) 沉積物出現和輸送的一般模式。注意河床物質粒徑沿縱向遞減。河川動力（坡度和流量的乘積）在中間區域達到峰值，河流的輸沙能力（輸送特定粒徑沉積物的能力）向下游遞減。

當從高地，到高地山谷，再到大河，河流從一個主要是沉積物排出的系統，轉變為一個沉積物累積的系統，並從其沉積物供給與山坡耦合，轉變為基本上解耦（圖 3.13）(Church 2002)。高地區域與山坡緊密相關，高地河流從山坡接收沉積物。這些沉積物中的大部分（但不是最大的碎屑）被向下游搬運。在中段（高地山谷），坡度較低，高地河道中移動的沉積物可能會被堆積，形成沖積河道和洪氾平原。來自此段的物質在侵蝕和堆積的事件中被向前搬運，並由上游補充。在靠近水系末端的大型低地河流中，沉積物堆積占主導地位，形成大型洪氾平原、沖積扇和三角洲。

一系列相互關聯的河流流量和沉積物特徵的變化，系統性地沿著河流的長度發生。如前所述，河道坡降減小，河流流量增加。流量-坡度乘積，即河流功率，在河流系統的中段最大。沉積物粒徑在源頭最大，那裡從山坡引入的大碎屑直徑通常等於或大於滿岸深度，即使在最高流量下也無法移動。較小的物質在侵蝕和堆積的循環中被向下

游搬運，這些循環分選顆粒並將最小的顆粒帶得最遠。因此，特徵性的沉積物大小越往下游越細。石塊的分選也可以導致可預測的排列，從而增強其穩定性。坡降和相對糙度（顆粒直徑除以深度）可以結合起來預測河床形態的具體細節 (Montgomery and Buffington 1997, Church 2002)。例如，礫石底床河流的潭-瀨序列，在彎道處有點壩，通常出現在坡度約為 0.01-0.03，相對糙度約為 0.3 的地方。在下游末端附近，可見沙床河道；由於其粒徑小，河床質在廣泛的流量範圍內都可移動。視覺上這可以產生一幅悅目的漣漪和沙丘圖，但對大多數生物來說，河床的不穩定性構成了一個惡劣的環境。正如 Benke et al. (1985) 所顯示的，沙床河流中的大部分生物生產都與水下木材有關，這是無脊椎動物唯一穩定的棲地。

這些思想是山區水系河道形態基於過程分類的基礎（表 3.3）。Montgomery and Buffington (1997) 辨識出三種主要的河段底質：基岩、沖積物和崩積物。基岩河道缺乏沖積層，相對於沉積物供給具有高的搬運能力。崩積河道通常是小型的源頭河流，從土石流和山坡接收沉積物，且沉積物搬運能力弱。沖積河道根據沿河流連續體因上述過程閾值變化而出現的類型，進一步細分為五類。

在一個從上游山坡到低地河流的理想化縱剖面中，這些類型按縱向順序出現（圖 1.4）。急流河道 (Cascade channels) 出現在陡坡上，受谷壁束制，其底質通常由卵石和巨石組成。潭通常很小，間距小於一個河道寬度。急流河道保留較大的碎屑，但迅速將較小的沉積物搬運到坡度較低的河道。在階梯-潭河道 (step-pool channels) 中，縱向的階梯由較大的碎屑形成，導致間距為一到四個河道寬度的離散潭。坡度陡峭，寬深比較低，且谷壁束制明顯。在中等到高坡度且相對筆直的河道中，發展出稱為平床 (plane bed) 的河道類型。它通常包含一個略顯單調的瀨、急流 (runs) 和湍流 (rapids) 的組合。底質包括礫石、卵石和小巨石，可能有鋪面也可能沒有。有鋪面的底質表明搬運能力大於沉積物供給，而沒有鋪面的底質則表明搬運能力與沉積物供給之間達到平衡 (Dietrich et al. 1989)。因此，平床河流是供給有限的上游河段與搬運有限的下游河段之間的過渡 (Montgomery and Buffington 1997)。潭間距為五到七個河道寬度的潭-瀨河道出現在中等坡度處。它們代表了向一個更受搬運限制的系統的轉變，儘管這隨鋪面程度而異。沙丘-漣漪河道 (Dune-ripple channels) 通常是低坡度、沙床的系統，在大多數流況下經歷顯著的沉積物移動性。

剛才描述的五種沖積河道類型被稱為自由形成 (free-formed)，意味著它們是沉積物供給和搬運能力交互作用的結果。在森林覆蓋的山區河流中，大型木質殘骸可以在它們原本不會出現的地方強迫形成河道形態（圖 3.6）。大型木質殘骸可以引起局部沖刷和水流分歧，並可能導致在原本是基岩的河流中沉積物累積。一個強迫性潭-瀨系統 (forced pool-riffle system) 是指大多數潭是由大型木質殘骸造成的，而一個強迫性階梯-潭結構 (forced step-pool structure) 則可以由規律間隔、橫跨河道的大型木質殘骸產生。

表 3.3 山區流域河道形態分類將河段分為七種不同的類型。坡積河道通常是小型源頭溪流，其沉積物來自山坡，河床中的碎屑相對於水深較大，其輸沙能力不足以輸送大

型巨石，但能迅速將較小的顆粒輸送到坡度較小的河道。基岩溪流的輸沙能力相對較低。這五種沖積河道類型通常沿著下游方向依序出現，其輸沙能力相對於沉積物供給量遞減。

河道形態	河床主要材料	主導沉積的因素	地形約束類型	深潭的間距
崩積河流	多樣的	崩蝕土坡、土石流	地形約束河道	未知的
岩盤	巨岩塊	河流侵蝕、崩蝕土坡、土石流	地形約束河道	多種多樣的
沖積河流	級聯水瀑	大塊石	地形約束河道	<1倍河寬
	階梯潭池	大卵石-小卵石	地形約束河道	1-4倍河寬
	平坦河床	礫石-小卵石	多樣的	無
	深潭-淺灘	礫石	無約束河道	5-7倍河寬
	沙丘-波紋	砂	無約束河道	5-7倍河寬

### 3.4.2 長時間尺度下的河道動態

先前的討論描述了沿河長度的地貌過程變化如何幫助我們理解不同河道構造和特徵的發展。它強調了調整如何持續發生以維持一個近似的平衡，並強調中等強度的事件—優勢流量—是主要負責者。從歷史的角度來看，我們也應該強調過去 15,000 年氣候變遷事件的重要性，以及更古老的構造事件和冰河作用。例如，科羅拉多大峽谷被認為約有 500 萬年歷史，其形成最終取決於構造運動和加利福尼亞灣的張開。古代和較近代的洪水有時都對河流地貌產生了持久的影響，雕刻出河道並放置了後續洪水無法大幅改變的大型碎屑 (Knighton 1998)。美國西部一個大面積的河道是由一場古洪水塑造的，該洪水估計流量高達每秒 1000 萬立方公尺 (Benito 1997)，發生在約 15,000 年前，當時冰川米蘇拉湖 (glacial Lake Missoula) 的一個冰壩潰決。其他冰河時期的洪水也產生了宏偉的影響。較不引人注目的是，自 1 萬年前以來的氣候波動影響了水平衡、植被模式、流量和物質供給，導致河流活動的波動。密西西比河從密蘇里河和俄亥俄河匯流處到田納西州孟菲斯以南的一段 250 公里長的後冰期歷史，說明了主要洪水影響的事件如何導致了一系列廢棄河道和沉積層 (Blum et al. 2000)。更近代地，在進入小冰期 (Little Ice Age) 的過渡期間，密西西比河在公元 1300 年至 1500 年間經歷了大型洪水 (Knox 1993)。

這些氣候影響持續到現在，如果未來的氣候變遷如預測般發生，將會很重要。然而，將氣候與人類活動的影響，特別是土地開墾，分開變得越來越困難。據估計，公元前 200 年至公元 600 年間，中國黃河流域部分地區的森林砍伐使泥沙負荷增加了一個數量級 (Milliman et al. 1987)。在 19 世紀中葉加州內華達山脈的淘金熱期間，水力採礦將大量廢棄礫石沖入薩克拉門托河 (Sacramento River) 的源頭 (James 1991)。下游的熊河 (Bear River) 淤積了高達 5 公尺，並且在 100 多年後仍在持續調整，這指出了河流在人類擾動後恢復的時間框架非常長。在某些情況下，恢復可能是不可能的，例如當河流

築壩消除了洪峰，或者當入侵植被穩定住了新的構造時，就像在澳洲貝加 (Bega) 流域的一些下游河段所發生的那樣 (Brierley et al. 1999)。

### 3.4.3 河道分類及其用途

關於河流分類的文獻非常廣泛，產生了大量的分類方案，其目的從理解地景演化到河流復育的工程設計 (Kondolf et al. 2003)。有些已經討論過。河川級序（表 1.1）是衡量河流大小和位置的有用指標，且易於得出。Schumm (1977) 的三個縱向區域—侵蝕、轉移和堆積—辨識了沉積物移動的供給限制與搬運限制區域。河道可分為基岩、崩積物和沖積物床，後者（至少對山區水系而言）可根據過程領域的轉變和大型木質殘骸的強迫作用進一步細分（表 3.3）。其他描述性分類包括河道是筆直、蜿蜒還是瓣狀的 (Leopold 1994)。洪氾平原河流已根據河流平面形態進行了表徵 (Kellerhals and Church 1989)。由 Rosgen (1994, 1996) 設計並在河流復育中廣泛使用的一個分類方案，根據河道型態、寬深比、曲折度和河床質大小，辨識出 7 個主要和 42 個次要的河道類型。

為什麼有這麼多分類，它們的價值是什麼，有些是否比其他的更好？這個討論可能會持續一段時間，讀者應參考 Kondolf et al. (2003) 以獲得目前最好的總結。一個目的是增進理解，透過提供對造成各種河流類型的過程的洞見。這反過來為進一步的調查提供了一個重要的框架，允許人們對一個地區的河流類型進行分類，適當地取樣，並進行同類比較。第二個目的是用於管理和復育。參考點是設定河道條件和生物組成期望所必需的，而當樣本母體被適當定義時，河流狀況的清查可以以更高的統計可靠性完成。類別對於在不同領域和地區工作的專家之間的溝通也很有用。

與這些明顯的優點相平衡的是一些限制，主要是分類是人為的人工建構 (Kondolf et al. 2003)。只要我們在使用時保持適當的謹慎，分類有助於我們的理解。然而，儘管一個通用模型無論其能否精確定義類別之間的閾值都有助於科學理解，但管理者通常需要對一個特定的河段進行分類，而這個河段可能無法整齊地歸入某一類。

特別是當分類被用來為一個耗費巨資的河流河段復育設定期望時，分類究竟是一個有用的工具還是一個障礙，是值得商榷的。Kondolf et al. (2001) 描述了加州吉爾羅伊 (Gilroy) 附近烏瓦斯溪 (Uvas Creek) 一個 0.9 公里河段復育計畫的失敗。儘管根據估計的滿岸洪水和 Rosgen 分類系統，該河段被重建為單股、蜿蜒的河道，但在計畫完成僅幾個月後，一場 6 年重現期的洪水就將建造的河道變成了寬闊的瓣狀河道。Kondolf 等人認為，對河段本身、歷史條件的地貌學分析，並考慮更長的廊道，會支持一個不同的期望，更類似於洪水的結果。當然，詳細的野外研究是昂貴的，這正是管理者最初採用分類方法的原因。一個理想的河道分類將既能促進科學理解，又對管理有用，這要求類別是基於過程的（如表 3.3）。

河道類型的分類是否通常足以設定復育指南，還是需要地貌學家和工程師進行更技術性的特定地點分析，這一點仍在爭論中。「河流風格」(river styles)方法展示了一種有前途的分類法，它將相對同質的河段分類為有限數量的類別，這些類別可以與保育和管理的優先順序相結合。採用集水區、地景單元、河流風格和地貌單元的巢狀層級框架，Brierley and Fryirs (2000, 2005) 為澳洲新南威爾斯州 1,040 平方公里的貝加集水區辨識了九種河流特徵和行為風格。我們之前關於河流類型和地貌過程的大部分討論都與此相關，儘管 Brierley 和 Fryirs 強調了澳洲河流的獨特方面，這是一個非常古老、以基岩為主、水文變異性高的地景的結果。作者還建議了如何在一個整合的集水區框架內對河段規模的管理策略進行優先排序：首先，保育應先於復育；其次，我們應努力改善自然恢復潛力高的區段；第三，我們應深思熟慮地對復育潛力低的河段進行投入。

### 3.4.4 河流地景多樣性

河流地貌學為河流生態學家提供了許多有價值的洞見：河道類型的生成與維持、許多河流特徵的動態性質，以及也許最重要的是，河流地景的多樣性如何產生和維持。在對河流地景多樣性的廣泛綜合中，Ward et al. (2002) 主張一種河流地景生態學，其中空間模式和生態過程在一系列尺度上相互作用。河道特徵、棲地單元、地表和地下區域、洪氾平原和河岸廊道形成一個複雜、變動的鑲嵌體，其中物理模板的多樣性為生物多樣性社群的繁榮提供了背景。河流地景的特徵在其出現上既高度可預測，又高度動態，由支配河流行為的河流作用所驅動。透過其對棲地異質性和時間演替的影響，自然擾動為比在更均勻條件下發現的更大的生物多樣性創造了機會（第五章）。從生物的角度來看，環境在空間上是異質的，斑塊在資源品質、持久性和跨一系列尺度的連接性方面各不相同，這表明了空間模式對生態過程的影響 (Weins 2002)。這預示了河流流量的調節和棲地的均質化，例如透過水壩和渠道化，如何導致分類群豐富度的下降，並主張管理行動應將整個河流流域視為一個整合的單元。

## 3.5 總結

河流地貌學強調河流與地景在塑造河道和水系網絡中的動態交互作用。它包括研究河道、洪氾平原、網絡和集水區之間的聯繫，使用多種方法，包括地層學分析、水槽中的沉積物搬運實驗研究、物理過程建模、地貌比較，以及複雜的統計方法，以更深入地理解河流系統的物理動態。它有助於理解河流系統所展現的巨大多樣性，從而理解生物所經歷的棲地和環境條件。量化河流特徵之間的關係和分析其背後的過程，有助於更深入地理解河流如何應對因人類引起的水和沉積物供給變化而改變其形狀。

河流地貌學的一個中心主題是，河流河道和整個水系網絡的發展，以及河道形狀中存在的各種規律模式，表明河流處於侵蝕和堆積之間的動態平衡，並受共同的水力過

程支配。河道寬度和深度、流速、泥沙負荷的粒徑、河床糙度，以及曲折度和瓣狀程度是河流在適應其無法控制的變數（包括流量、泥沙負荷及其高程範圍）時相互作用的其他變數。

流域包含一個河道網絡，這些河道在下游與其他河道匯合，排水面積和河流規模逐漸增加。河川級序是河流大小的簡便說法，其中最小的常流河流為一級，而兩條 $n$ 級河流的匯合形成一條 $n+1$ 級河流。河流越往下游規模越大，因為支流和地下水增加了流量。水力幾何方程式描述了寬度、深度和流速與流量增加的關係，無論是在下游方向還是在一個測站流量隨時間變化時。在下游的情況下，寬度的增加大於深度的增加，而流速增加最少。

河流河道的許多特徵對我們大多數人來說都很熟悉，包括曲折或蜿蜒、瀨、潭和急流的交替，以及洪氾平原的存在（前提是河谷不是V形以至於無法形成洪氾平原）。這些特徵是由河流透過侵蝕和堆積的循環形成的，而這又受到水和沉積物這兩種供給之間平衡的強烈影響。河流的泥沙負荷是在某個時間間隔內通過某一點的泥沙量，包括可能一直處於搬運狀態的非常細的物質，以及來自河床和河岸的較粗物質，這些物質根據顆粒大小和流量，以懸浮質或推移質的形式被搬運。搬運的沉積物量隨流速和流量而增加，但多年下來，中等頻率的流量事件實際上搬運了更多的沉積物，因為極端事件非常罕見。優勢或有效流量是沉積物搬運量最大的流量，它通常約等於滿岸洪水。人類活動可以增加或減少產沙量。由於土地利用變化引起的侵蝕，進入全球河流的沉積物通量增加了，而由於水庫截留沉積物，輸往世界海岸的產沙量卻下降了。一些後果包括海岸後退、河川三角洲沉降和沿海濕地棲地的喪失。

河流功率，即流量和坡度的乘積，描述了河流移動和搬運物質的能力。沉積物搬運與河流功率成正比，與中位粒徑成反比，這是一個有用的關係，可用於理解河流如何應對其沿線長度或由於人類干預而發生的沉積物和水供給的變化。當從高地，到高地山谷，再到大河，河流從輸出沉積物轉變為累積沉積物，並從其沉積物供給與山坡耦合轉變為基本上解耦。沿河長度系統性發生的一系列相互關聯的河流流量和沉積物特徵的變化，導致了從急流到階梯-潭到平床河道，再到潭-瀨和沙丘-漣漪類型的可預測的河道類型演進。但是這種分類，像許多其他分類一樣，將實際上是連續且仍未被完全理解的變化強加了不連續性。河流分類作為一個研究課題繼續吸引著人們的興趣，因為它無疑對管理和復育非常有用，而且它也是對我們理解造成各種河流類型的過程的考驗。

最後，對生態學家而言，地貌學提供了對河道特徵、棲地單元、地表和地下區域、洪氾平原和河岸廊道的洞見，它們形成一個複雜、變動的鑲嵌體，其中物理模板的多樣性為生物多樣性社群的繁榮提供了背景。當這種複雜性因水壩、渠道化和河流流量調節而降低時，隨之而來的棲地均質化導致了分類群豐富度的下降，並提醒我們將整個河流流域視為一個整合單元進行管理行動的重要性。

