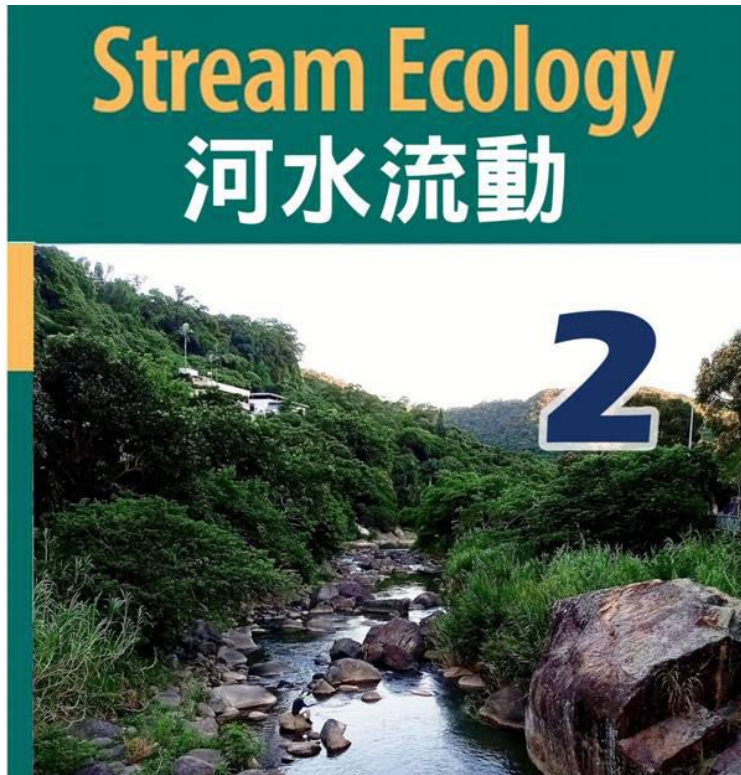




河流生態學 二 林雨莊學習筆記

第 1 章 河流生態系統概述

第 2 章 河水流動

第 3 章 河流地貌

第 4 章 河流水的化學

第 5 章 非生物環境

第 6 章 初級生產者

第 7 章 碎屑能源

第 8 章 營養關係

第 9 章 物種的相互作用

第 10 章 溪流生態社區

第 11 章 營養動能

第 12 章 河流生態的代謝

第 13 章 河流的人類影響

第 14 章 河流生態學的基礎

Stream Ecology J. David Allan & Maria M.Castillo

第二章 河流概述

河流生態系統在河流流量的數量、質量、時間和水流變化方面表現出廣泛的自然變化。一條河流需要多少水，自然變化的重要性是什麼？要回答這些問題，瞭解流量及其對河流物理、化學和生物狀況的深遠影響至關重要。本章展示了對水循環的基本認識對於理解水流的磁力和時間至關重要，並討論了水流的自然變化如何經常被人類行為所改變。如今，水文分析工具越來越多地與河流科學的其他要素相結合，以確保“環境流量”足以保護和恢復河流生態系統。

人類社會從河流、湖泊、濕地和地下含水層中提取大量水，以滿足農業、生活用水和工業的需求。然而，淡水生態系統也需要足夠的水，質量足夠，在適當的時間，為社會提供具有經濟價值的商品和服務。功能完整和生物複雜的淡水生態系統的好處包括防洪、運輸、遊憩、淨化人類和工業廢物、為植物和動物提供棲息地，以及生產魚類和其他食品和適銷對路的商品（Baronet al.2002）。然而，不幸的是，現有和預計的未來用水需求增長正在導致這些人類用途與完整，正常運作的河流生態系統的保護和管理之間的衝突加劇。

人類對河流和其他地表淡水的影響是驚人的。目前，世界上半以上的可利用逕流被挪用為人類使用，預計到2030年，這一比例將增長到70%。水庫、地表水和地下水抽取、流域間調水以及大量的小型水壩、堰和改道改變了水流模式，減少了地表流量，並破碎了河道。美國有超過75,000座水壩>2米高，大約250萬座較小的水渠結構，毫不奇怪，審視河流清單發現，只剩下很少高品質、>200公里長、自由流動的河流。在世界範圍內，大型水壩（定義為高度>15米，或>5米，水庫容量大）的數量超過45,000座（WCD2000）（圖2.1），小型水壩的數量為800,000座。在北美、歐洲和前蘇聯的139個最廣泛的河流系統中，略多於四分之三受到流量控制結構對其主要河道破碎的高度或中度影響。Revenge等人（2000）估計，世界上60%的河流因水文變化而支離破碎。

人口規模和富裕程度的增加將對未來地表水供應提出更大的要求，一些含水層將枯竭，氣候變化給水供應帶來進一步的不確定性。最近對到2025年的用水需求的預測表明，確保可持續的供水對全球大部分地區來說將變得越來越具有挑戰性（Vorosmarty et al.2000）。為了瞭解水的佔用和流量變化將如何影響未來的河流生態系統，對河流的分析至關重要。

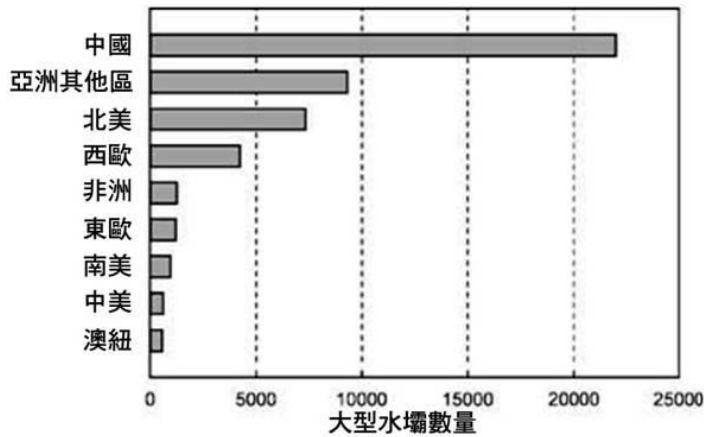


圖2.1 按地區分列的大型水壩分佈情況。壩高超過15公尺，或者庫容超過300萬立方公尺、壩高在5公尺以上的壩為大壩（large dam），不足者為小壩。壩高超過150公尺為主力壩（major dam）。（Reproduced Tharme 2003，改編自WCD 2000）

2.1 水循環

直到16世紀，海洋被認為是通過地下滲流的河流和泉水的來源。Palissy和其他人根據幾種推理提出雨水的儲存是真正的來源。有人指出，如果海洋是源頭，泉水就不會在夏季乾涸，因為海洋不會明顯減少。如果泉水來自海水，則在低海拔地區應該更常見。然而，春天在夏天經常會乾涸，它們在山坡上更常見，最後，泉水是淡的。1674年，Perrault的測量表明，進入塞納河流域的降水量是河流流量的六倍（Morisawa 1968）。這一發現改變了焦點，從降雨是否足以供應河流，轉向其餘的降雨去向。

水文循環描述了水從大氣到地球和海洋，再回到大氣層的持續循環（圖2.2）。從概念上講，這種循環可以被視為一系列儲存場所和轉移過程，儘管河流中的水既是儲存地，但無論如何是暫時的，也是陸地和海洋之間的轉移。水文循環由太陽能提供動力。這推動了蒸發，將環水從陸地表面，特別是從海洋轉移到大氣中，以及植物由於光合作用所需的氣體交換而經歷的水分損失。這些統稱為蒸散(ET)。降水，主要是雨和雪，將水從大氣轉移到地表。這些輸入立即以地表水的形式流走，或遵循一些替代的地下路徑，其中一些（例如地下水）釋放到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地形成中具有巨大的意義，但與其他儲存相比，任何時候河流中的水量都是微不足道的。世界上只有2.8%的水來自陸地。冰帽和冰川占大多數（2.24%），地下水（0.61%）也是一個相當大的比例。只有0.009%的總水儲存在湖泊中，約0.001%儲存在大氣中，河流含有的水量是世界的0.0001%，是十倍。由於大氣和河流在任何時刻的體積都很小，因此水分子在它們中快速循環，僅停留數天至數周，而其他部分的水的停留時間要長得多。

對河流每年排放到世界海洋的水量的估計各不相同，但值為40,000立方公里被廣泛使用。就逕流量而言，世界上最大的16條河流佔總量的近三分之一，僅亞馬遜河就貢獻了近15%（Dingman 2002）。在美國境內，密西西比河占美國總排放量的40%左右。在全球範圍內，最大的逕流發生在熱帶和亞熱帶地區，因為這些緯度也獲得最大的降雨量（Milliman 1990）。按大陸劃分，南美洲是濕潤大陸，南極洲是最乾燥的，澳洲也很乾燥，單位面積逕流量最低（表2.1）。

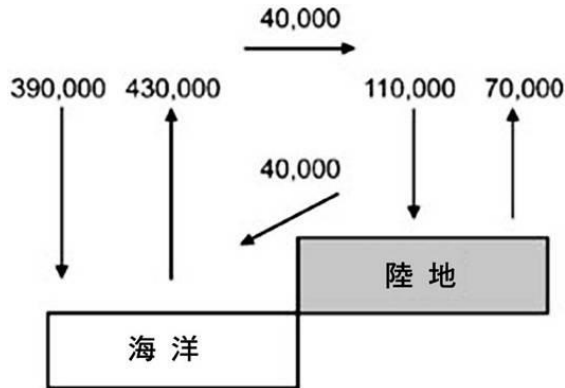


圖2.2 全球水循環的簡化圖。流量單位：每年/立方公里。向下的箭頭表示降水，向上的箭頭表示蒸散(ET)。上方的水平箭頭表示水分從海洋到陸地的轉移；下箭頭表示從陸地到海洋的地表逕流。（Reproduced from Postel et al. 1996， after Gleick 1993）

表2.1 各大洲的水平衡（降水蒸散地表逕流）(摘自Dingman2002)

	面積 (10 ⁶ km ²)	(立方公里/年)	(mm/年)	(立方公里/年)	(mm/年)	(立方公里/年)	(mm/年)
歐洲	10.0	6,600	657	3,800	375	2,800	282
亞洲	44.1	30,700	696	18,500	420	12,200	276
非洲	29.8	20,700	695	17,300	582	3400	114
澳洲	7.6	3400	447	3,200	420	200	27
北美洲	24.1	15,600	645	9,700	403	5,900	242
南美洲	17.9	28,000	1,564	16,900	946	11,100	618
南極洲	14.1	2,400	169	400	28	2,000	141
總土地	148.9	111,100	746	71,400	480	39,700	266

2.1.1 全球水循環

地球的含水量基本不變。圖2.2所示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。地球中的總水量約為 1.37×10^9 立方公里，海洋吸收了全球79% 的降水量並貢獻了 88% 的全球蒸發量(ET)（Dingman 2002）。

地球陸地表面的降水量超過蒸發 40,000 立方公里，這與從陸地到海洋的徑流等量相平衡。年逕流量 40,000 立方公里，只有大約 12,500 立方公里的逕流是真正可用的，因為大部分發生在人口稀少的地區或僅部分被捕獲的季節性洪水中 (Postel et al. 1996)。

- 水的移動：蒸發和降水在整個水循環中擔當重要的角色，這兩個過程於每年令 505,000 立方公里的水產生移動。
- 降水：空中凝結的水，下雨、落雪、霧等。每年約有 505,000 立方公里透過降水，返回陸地或海洋。其中有 398,000 立方公里會返回海洋當中。
- 植物截留：當降水時，有一部份的水會被樹木的葉所攔截，大部分植物截留水會再被蒸發至大氣中，而只有少數被攔截的水會由樹木下滲地面。
- 逕流：包括地面逕流和地底的逕流。逕流水會滲入到地底、蒸發入空氣、儲存於湖泊或水庫，或被人提取灌溉或生活使用。
- 滲透：水由地面流入地底。當水滲入泥土後，會令泥土變得濕潤或變成地下水。
- 地下逕流：水於地下蓄水層或地下水位線以上的空間流動。地下水會以非常緩慢的速度流動或是補充，地下水會存於地下蓄水層一段非常長的時間。
- 蒸發：水轉變成氣態返回大氣層，過程中需要的能量主要是來自太陽。蒸發涉及植物的蒸騰作用，但整體上計算為蒸散量。在大氣層中，90% 的水來自蒸發，而另外的百分之十是來自植物的蒸騰作用。年總蒸發量大約是 505,000 立方公里，其中 434,000 立方公里是蒸發自海洋。
- 移流（水氣輸送）：指固態、液態或氣態的水在大氣層中移動。沒有移流，水只會在海洋中被蒸發卻沒有任何水降至陸地。
- 凝結：指水蒸氣在空氣中轉變成液態的水，從而產生雲和霧。

2.1.2 集水區的水平衡

對於任何集水區或地區，水平衡方程可以寫成如下：

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

其中 P 是降水， G_{in} 是流入該地區的地下水， Q 是河流流出， ET 是蒸散的水損失， G_{out} 是地下水流出， ΔS 是指儲齡的變化 (Dingman 2002)。當在沒有顯著氣候趨勢或人為影響的幾年內取平均值時，可以假設存儲的變化為零（但在短時間間隔內並非如此），因此我們可以將這個等式重寫為：

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

逕流包括地表流和地下水流出，但後者通常很小且無法測量，因此這兩個術語在常用中沒有區別。

如果地下水流入和流出大致平衡或小到可以忽略，那麼降水就會以溪流和ET的形式離開系統。這些術語在空間和時間上都有所不同，因此是造成氣流變化的主要原因，我們將在本章後面詳細討論。首先，更詳細地描述每個術語會有所說明。

降水包括雨雪。它的比率在每小時和每天的時間尺度上變化比在幾個月或幾年內變化更大，我們都熟悉後者平均值的模式，被認為是潮濕和乾燥的月份，以及有助於定義一個地區氣候並導致我們對異常潮濕或乾燥年份發表評論的年平均值。雨水滲入地表或迅速流走，但雪在融化前會在地球表面儲存數小時至數月。在許多地區，雪是地表水供應和地下水補給的主要來源，融水對春季洪水周期和維持夏季基流有影響。在美國西部的高山脈，自1950年代以來逐漸變暖減少了冬季降水作為冰雪的儲存，並將融雪逕流的峰值轉移到春季早些時候（Service 2004）。由於冬季水庫充當天然水庫，逐漸融化以提供春季和夏季河流流量，因此一些人建議需要新的水庫來取代以前由積雪提供的儲存能力。

ET(蒸散的水損失)包括地表或附近的水返回大氣層的所有過程（Dingman 2002）。它主要包括從陸地表面蒸發和植物在交換二氧化碳（二氧化碳）和氧氣進行光合作用時損失的水。在全球範圍內，大約62%的陸地降水成為ET，ET超過了大多數河流和除南極洲以外的所有大陸的逕流（表2.1）。植物蒸騰作用造成的水分損失構成了返回大氣的主要通量。當新罕布什爾州的實驗森林被砍伐，隨後的再生被除草劑壓榨時，溪流逕流每年增加40%，在總和期間增加400%（Likens和Bormann 1995）。這預示了主要通過完整森林中的蒸騰作用返回大氣中的水。隨後，當除草劑處理暫停時，森林迅速再生，蒸騰速率高的物種，河流量下降到成熟森林以下的水準。

由於植物對溫度和水分需求的綜合影響，ET(蒸散的水損失)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降水量和逕流的月平均值比較中看出（圖2.3），其中ET可以推斷為差異。在地中海氣候中，ET和降水在夏季都可能顯示出明顯的季節性下降，造成大量的降水不足，幾乎消除了地下水補給和基流。在寒冷的氣候中，ET減少，因此大部分降水作為逕流離開集水區，如圖2.4所示，從加拿大到美國東南部的大西洋沿岸河流。

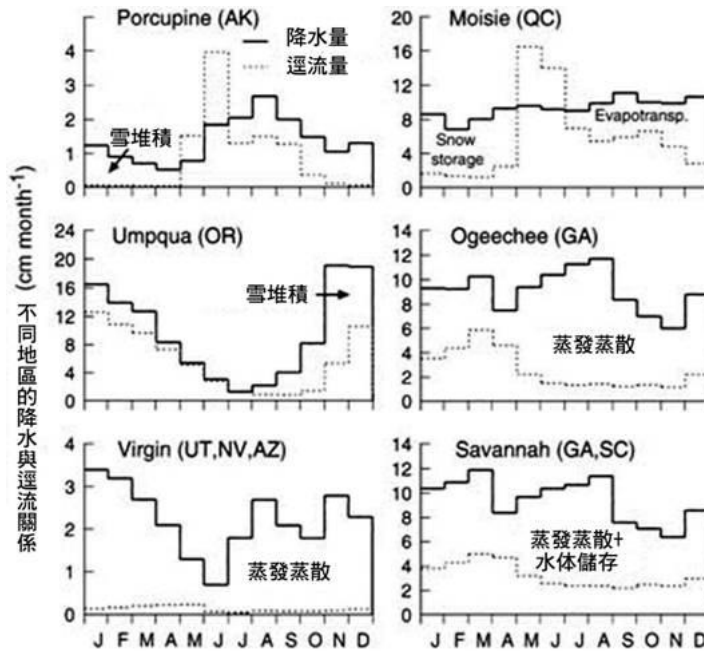


圖2.3 北美不同地區河流的降水和逕流模式。

2.1.3 地表逕流與地下水路徑

註定要成為地表逕流的降水通過多種途徑傳播，這些途徑受梯度、植被覆蓋、土壤性質和先前的濕度條件的影響。一些雨水在暴雨期間和之後從植被表面蒸發，從未到達地面或被植物吸收。這被稱為攔截，包含在ET(蒸散的水損失)中。一些降雨通過樹冠的空間（通過瀑布），一些沿著莖和樹幹流下（莖流），一些相互感知的水後來落到地面（樹冠滴落）。後兩種途徑可能在營養轉移中發揮作用，稍後將討論。

一旦雨水或融水遇到地面，它就會沿著幾條路徑到達河道或地下水（圖2.5）。大約四分之三的陸地面積沉澱滲入土壤。在不飽和的多孔土壤中，水以某種最大速率滲透，稱為滲透能力。這種電容在降雨事件中下降，通常在暴風雨開始約0.5-2小時時接近常數（Freeet al.1940）。水的向下滲透導致一系列水文地層。非飽和（流浪）區位於飽和（地下水，潛水）區之上，其上限是地下水位表面。由於蒸發、植物吸收和向下滲透，土壤濕度通常在根區（非飽和帶的最上層）最少。地下水位是地下水區的波動上邊界。這些地平線根據降雨量季節性波動，通常在ET較低的生長季節結束時上升。因此，土壤濕度隨先前的降雨量和海子而變化，土壤飽和度會影響新水分是向下滲透以補充地下水，橫向穿過土壤，還是垂直上升到土壤表面以上。

到達地下水的雨水將在很長一段時間內緩慢地排放到溪流中。河流中的基本

流量或乾燥天氣流量是由於地下水從飽和區進入河道。在飽和區上方，一些滲入的水將作為間流向下游移動，這是響應暴雨事件的地下逕流（圖2.5）。非飽和土壤和顆粒尺寸（以及孔徑）較小時，中間流動最低；它可以通過陡峭山丘上的沙壤土達到11米（Linsley et al. 1958）。超過滲透能力的降雨量會積聚在地表，任何超過窪地儲存能力的地表水都會以不規則的陸上水流的形式移動。在極端情況下，50-100%的降雨可以作為陸流傳播（Horton 1945），達到10-500米/小時的速度。陸上流動往往發生在半乾旱到乾旱地區，人類活動創造了不透水的表面或壓實了土壤，當表面凍結時，以及更光滑的表面和更陡峭的斜坡（Dingman 2002）。

然而，陸上流動很少發生在未擾動潮濕的地區，因為它們的土壤具有很高的滲透能力。最後，當有大暴雨或淺水位時，地下水位可能會上升到地表，導致地下水隨著飽和的陸流從飽和土壤中逸出。這是由從土壤強制上升的迴流和直接降水到飽和土壤（Dunne and Leopold 1978）組成。速度類似於霍頓陸上流動的較低範圍。

大多數河流在降雨量少的時候繼續流動。這些是多年生的，而不是間歇性的，河道中的大部分水來自地下水。在潮濕地區，地下水位向溪流傾斜，結果地下水排放到河道中。在沒有降水的時期，從地下水位排入溪流是基流的原因，也解釋了為什麼即使沒有支流輸入，基流也會隨著下游而增加。這種流稱為增益或流出物（圖2.6a）。發源於高海拔的溪流有時會流入當地地下水位低於河道底部的乾燥地區。根據河床下方材料的滲透性，溪流可能會將水流失到地下。這被稱為丟失或流入流（圖2.6b）。由於底層岩性和當地氣候條件的變化，或者由於基流和雨流條件的交替，同一河流可以在其沿途的增益和損失條件之間轉換。河道和地下水之間的水交換將對生活在河床基質內的營養物質動態和生物群的生態很重要。

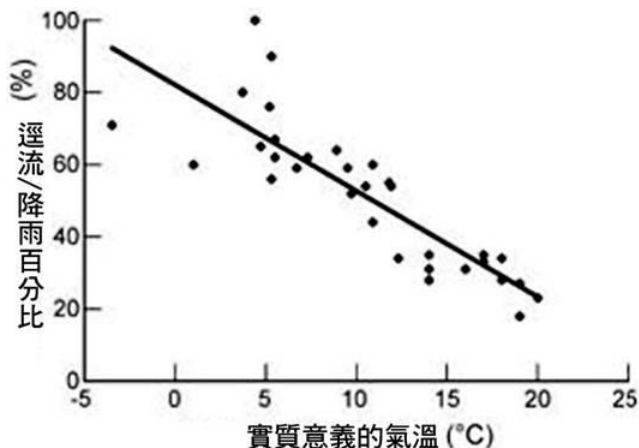


圖 2.4 年逕流佔降水量的百分比。河流的年降水量與年平均氣溫的百分比。(摘自Allan和Benke2005。)

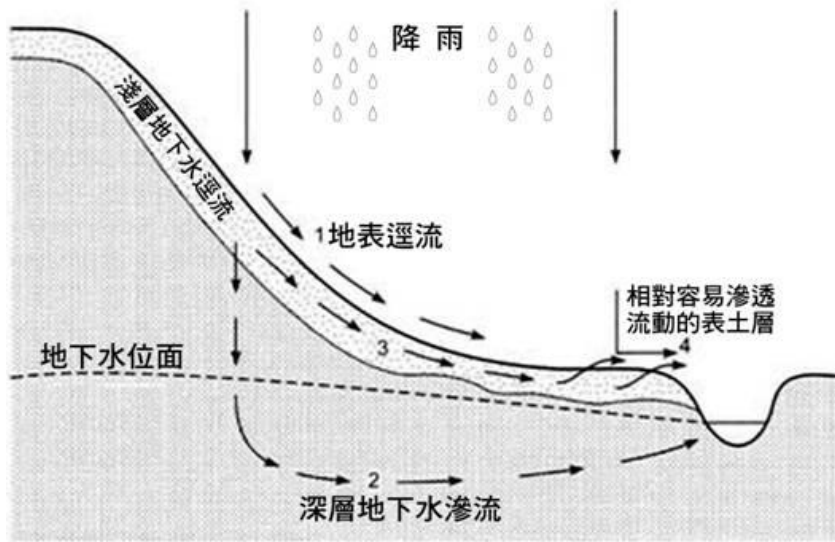


圖2.5 水的流動。當降水超過土壤的滲透能力時，就會發生陸上流動(1)。進入土壤的水會增加地下水流量(2)，通常會到達溪流，湖泊或海洋。相對不可滲透的層將導致水作為淺層地下暴雨而橫向移動通過土壤(3)。土壤的飽和度可以迫使地下水上升到地表，並與直接降水一起形成飽和的陸上水流(4)。淺斑點區域是相對可滲透的表土。

2.2 水流速

在某個時間間隔內經過一個點的流量可以互換地稱為排放或流量。在某個時間間隔內經過一個點的流量可以互換地稱為排放或流量。通常通過測量寬度（w），深度（d）和水流速度（v）來計算，並以CMS（每秒/立方公尺）表示。

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

在實踐中，通過將河流橫截面劃分為多個段，測量每個段的面積和速度，並將各段的排放量估計值相加來估算（圖2.7）。

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

速度在分離的中點和（淺流中）在一般淺河道，假設水深為1，在水面下0.6深度處測量。至少需要分十個小節，沒有一個小節能超過總流量的10%（Whiting 2003）。

由於與底部和側面的摩擦以及曲折和阻塞，水流速度在溪流的橫截面內變化很大。在摩擦最小的地方發現最高速度，通常在表面或附近以及通道中心附近。在淺水溪流中，由於與河床的摩擦減弱，地表的的速度最大，而在較深的河流中，由於與大氣摩擦的原因，水表面以下的速度最大（Gordon et al. 2004）。然後，速度作為深度對數的功能降低（圖2.8），在河床表面接近零。在具有

對數速度剖面的水流中，假設河道深度為1，可以通過測量從表面到底部深度的0.6處的水流速度來相當容易地獲得平均值。在深度 >0.75 處，可以平均在地表以下0.2和0.8處測量的速度，在非常湍急的水流中，可能需要以0.1深度間隔測量速度。在沒有合適的水流計的情況下，水面小浮筏可給出表面速度的粗略測量值，當乘以0.8-0.9時，可以估計為水流平均速度。

排放估計的方法 很多，但速度和相關流動區域的點測量的整合是最常見的（Whiting 2003）。許多河流都有裝設監測儀錶，由河岸上的一口井組成，該井通過水平管連接到河道的最深處，以測量河流水位或流量。然後根據公式2.3估計一系列條件的流量，併為該位置構建階段放流定值曲線。此後，通過監測每小時流量或連續估計排放量。

排放在所有時間尺度上都有所不同，從每小時和每天對暴雨事件的回應，到季節性、年度和十年間隔，以及歷史和地質時間。由於支流和地下水的輸入，它通常沿著河流網絡增加。在幾百米的溪流範圍內，假設支流和地下水的輸入可以忽略不計，那麼即使河道斷面形狀和水流速度因地而異，在幾個採樣河段中的任何一個的流量也應該是相同的。這稱為連續性關係。

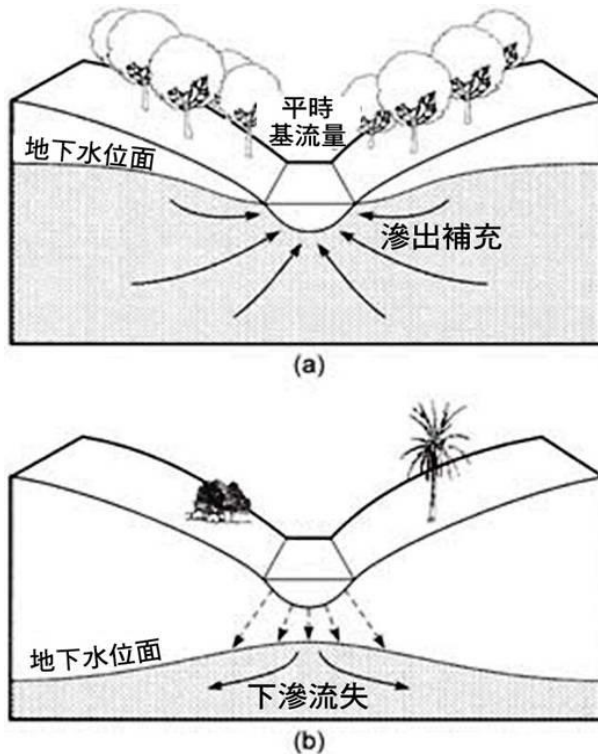


圖2.6(a) 增流的橫截面，典型的是在潮濕地區，地下水為流補充水。(b)流失的河流的橫截面，通常是乾旱地區，在那裡河流可以補充地下水。（Reproduced Fetter 1988）

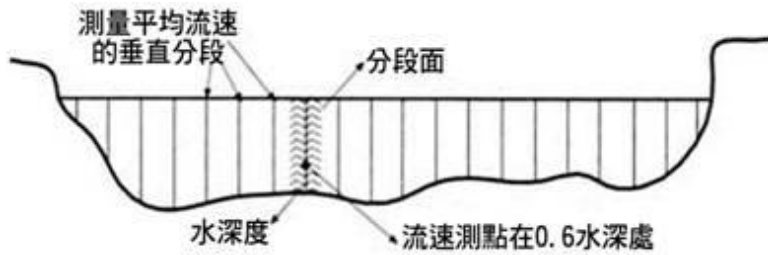


圖2.7 在通道橫截面的子截面中整合速度和相關流量面積的點測量值估計的流量。在淺水流中，速度是在距地表0.6深度處測量的。（Reproduced Whiting 2003）

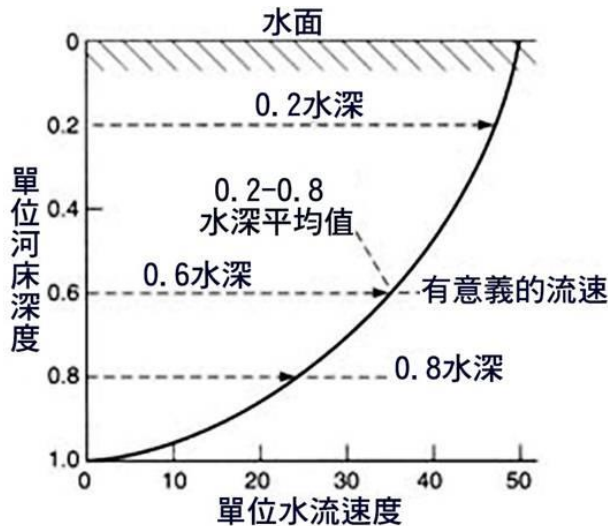


圖2.8 開放通道中水流速度與深度的函數關係。假設河深度為1，當深度為<0.75時，平均流速從地表的深度為0.6，在較深的河流中，從0.2和0.8深度的測量平均值獲得。

2.2.1 水文圖 hydrograph

與時間關係的連續放流記錄稱為水文線。它可以詳細描述洪水事件在幾天內的通過數據（圖2.9），或一年或更長時間的洩洪模式。水文線具有許多特徵，可以反映降水輸入到達溪流或河流的路徑和速度。基流表示地下水對河流流量的輸入。暴雨導致高於基本流量的增加，稱為暴雨流或快速流量。當陸上和淺層地面逕流佔主導地位時，上升的流量將最急劇陡峭。當地表逕流減少，水通過更深層地下水的的路徑進入溪流時，上升的流量將減緩。水道流量峰值的大小受暴雨的規模和雨水進入溪流的路徑相對影響（圖2.5）。峰值滯後測量降雨質心和水文線峰值之間的時間。衰退支點描述了回歸基本流動條件的情況。

從小溪到大河，以及地理區域之間的各種時間尺度，水文線都表現出很大的變化，受全年降水量和分佈、積雪的儲存量、集水區的大小和地形以及土壤和植被特徵的影響。大量的陸上逕流水導致水道線的快速和明顯的上升邊緣，並可能導致陸地表面的大量沉積物侵蝕。這樣的流被稱為「flashy浮表層流」；乾

旱地區的溪流往往是很好的例子。在潮濕的森林中即使在森林砍伐之後，也很少或沒有陸上浮表層流（Likens and Bormann 1995）。很明顯的，土壤滲透性，通過推積樹葉，其他有機物和根系結構，提供了地表水滲透能力，在潮濕地區的森林集水區很少出現急劇的地表逕流。由於在淺層土壤中路徑中流動較慢，這應該會導致水文線的上升不那麼明顯或陡峭。此外，沉積物從景觀中搬轉的可能性降低，同時增強了溶解材料的運輸。

另一種一般模式是，隨著河流在下游方向聚集多條支流，洪水水位圖變得更寬，不那麼清晰。這是由於部落次集水區之間在收到的降水量和強度上的差異，導致較大河流的匯流輸入總和不如單個事件能很好地定義。此外，由於河岸摩擦和臨時儲存，洪水峰值在向下游移動時會減弱。當河流與其洪泛區相連並具有自然彎曲和河道粗糙度時，這種衰減將達到最大。然而，當一條河流被拉直並被堤壩與洪泛平原隔開時，洪水將很快通過下游，在那裡它們可能會造成重大破壞。截彎取直、縮減河川高灘地、砍除河畔植被、中上游築堤、硬護岸渠道化等都是加大下游城鎮洪水的風險。

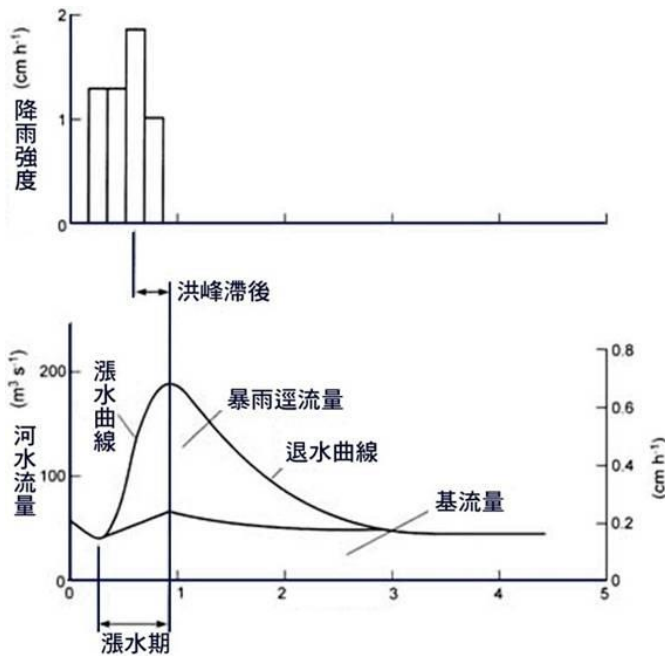


圖2.9 暴雨產生的河流水文線示例。

2.3 流量變化

分析河流的特徵目的在防洪結構的設計、河道穩定性的評估以及確定在適當的時候是否有足夠的水來滿足人類和生態系統的需求方面具有實際應用。各處測量點通常有大量數據，可能長達一個世紀的連續監測，並且存在可以推斷到未測量地點的方法。這導致了對河流的空間和時間變化的大量水文分析。

生態學家強調，必須考慮河流的五個要素，以確保滿足河流生態系統的需求。這些包括流量的大小，發生的頻率，事件的持續時間和時間，以及上升和下降的速度（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化決定的，因此有人認為一個地區的河流具有特徵的流態，就像一個地區的氣候特徵一樣。

少數大洪水對平均值的影響，在潮濕地區，只有20-30%的日子超過平均值（Dingman 2002）。 $Q_{0.05}$ 是僅超過5%的時間（每年18天）的流量，因此對於不經常發生的高流量來說是一個合理的值。類似地， $Q_{0.95}$ 是超過95%時間（每年350天）的流量。該值表示大多數時間有多少可用水量，並且還提供了一個閾值，低於該閾值我們可以識別極低的流量。流動持續時間法是水利用能力的極好指標，但本身並不能提供有關高流量和低流量時間的資訊，這可能具有生態意義。

如果希望比較河流，通常通過繪製流量除以流域面積來規範流域流量。這種比較將「flash浮表層流」與穩定流區分開來，如圖 2.10 所示為相近位置的兩條河流相對流量變化曲線說明。

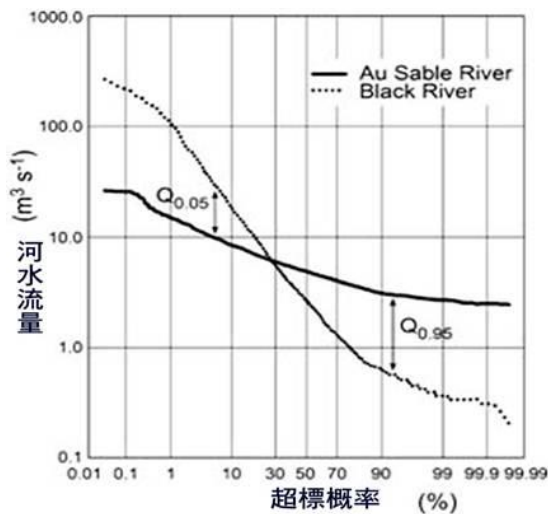


圖 2.10 密西根州兩條河流的流量持續時間曲線，顯示高流量流量($Q_{0.05}$)僅超過時間的5%，低流量流量($Q_{0.95}$)超過流量的95%時間。由於兩個流域的面積相似，因此排水量未歸一化為流域面積。

2.3.1 極端洪水的機率

我們通常想知道平均每年超過給定規模的流量的頻率，或者極端年度洪水的可能性，例如我們可能描述為10年或50年一遇的事件。有幾種方法可用於確定極端事件（洪水或乾旱）的可能性。事件的大小與其發生的頻率（或概率）成反比，這是在流動持續時間曲線中捕獲的關係。這些通常使用多年的每日流量

來構建，因此它們包括季節性和年際變化。流量持續時間曲線繪製了每日記錄的累積頻率，估計每年發生極端洪水的概率，例如平均每 10 年或 50 年發生一次的洪水，也很有用。通常，人們會估計給定規模或更大規模的“N 年 1 次”洪水事件的概率。因此，100 年一遇的洪水在任何一年中發生的可能性為 1%，兩次同等或更大洪水之間的平均復發間隔為 100 年。洪水概率 (P) 和

$$P = \frac{1}{T} \quad (2.5)$$

平均重複率 (T) 是倒數：

鑒於年度最大流量或其他洪水事件的記錄，可以使用許多方法來估計 P 和 T (Gordon et al. 2004)。首先列出每年的單一最高流量，最好基於洪水水文線的峰值，而不是平均日流量。這在小河流中尤其重要，因為峰值流量在數小時內通過，並且會被日平均值低估，儘管這對於大河流來說可能不是關鍵。通過將概率分佈擬合到數據集，可以預測給定量級洪水的平均重複間隔，或者相反，預測給定頻率下發生的洪水量級。單個洪水的重複間隔 (T) 計算如下：

$$T = \frac{n+1}{m} \quad (2.6)$$

其中 n=年的記錄和 m=排名那場洪水的規模。最大的事件得分為 m=1。圖 2.11 顯示了亞利桑那州 Sycamore Creek 的洪水頻率曲線，該州經歷了不規則的山洪暴發，以及科羅拉多河上游的洪水頻率曲線，具有高度可重複的融雪驅動流態。給定震級洪水的重複間隔直接從圖表中讀取。人們還可以確定給定年份的年度最大洪水等於或超過 10 年，20 年或 50 年洪水事件值的可能性 (1/T)。

洪水頻率分析也可用於估計 1 到 2 年復發的洪水震級。這通常被認為是對剛剛超過河岸的洪水的估計，即河岸流量 (Q_{bkf})，而河岸流量又是有效流量的替代品，該流量被認為對維持河道形式最有影響。

不知不覺地估計罕見事件的可能性是有風險的，當只有簡短的水文記錄可用於分析時，風險就更大了。除了任何給定的年份串都可能包括單個洪水的可能性，其真實復發間隔實際上比記錄長得多之外，土地利用或氣候的變化還可能導致異構數據集。就目前而言，河流在建造大型水壩、大規模森林砍伐或城市化之前和之後的洪水頻率曲線可能會大不相同。

2.3.2 土地使用對河流的影響

人類改變土地利用可以通過改變 ET 和逕流之間的平衡以及改變逕流路徑來對溪流產生重大影響。在極端情況下，土地利用的變化甚至可以改變降水，例如當森林砍伐減少大面積的 ET，從而降低大氣濕度時（亞馬遜盆地，Lean and Warrilow 1989 關注）。由於森林的樹冠覆蓋面廣，根系較深，相對於大多數較短的植被，森林對水的攔截和蒸騰接近最大。因此，前站通常會增加流量，尤

其是旱季流量，正如前面提到的哈伯德布魯克。在農業用農作物取代森林的地方，它往往會增加平均流量，乾季流量和峰值流量，但對較大的洪水影響不大（Dingman 2002）。排水系統的發展，例如埋在土壤表面下的瓷磚，以及用於水流輸送的河道加深和拉直，對加速地動和降雨事件的下游路線具有進一步的影響。將濕地轉為農業用途也可能造成河流泛濫，因為濕地自然是地表儲存的地點，也是地下水經常補給的地點。

城市化可以對溪流產生非常大的影響（Dingman 2002）。用路面和建築物替換植被可以減少蒸騰和滲透，這些不透水表面大大增加了通過快速陸流傳播的逕流量。雨水道和道路輸送水的速度很快，因此可能需要建造水庫以阻止洪峰。當不透水表面積為集水面積的10-20%時，逕流大約翻倍，在35-50%不透水表面積時增加三倍（Arnold and Gibbons 1996）（圖2.12）。洪水高峰增加，峰值時間縮短，峰值變窄（Paul and Meyer 2001）。由於大部分水作為逕流輸出，地下水補給較少，因此基流也減少了。

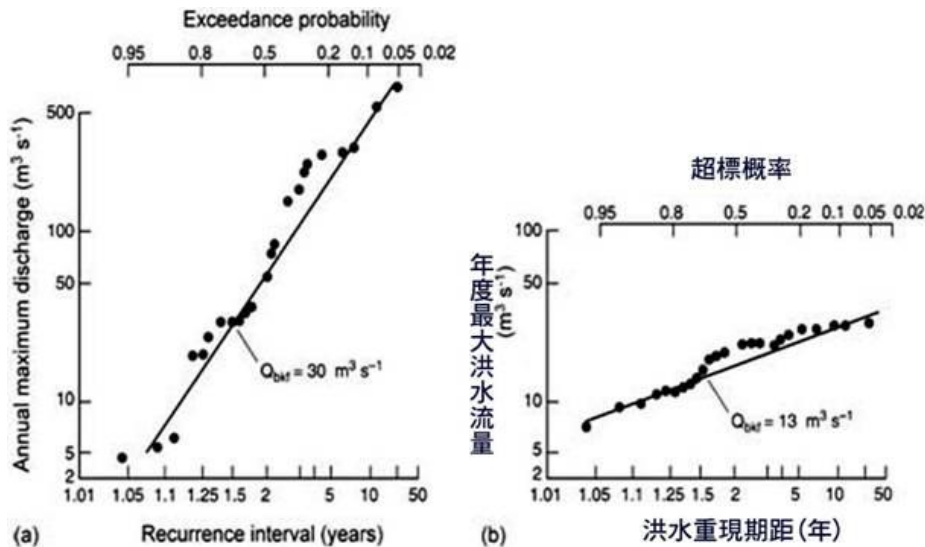


圖2.11 基於20多年的測量記錄中的年度峰值瞬時流量，兩條河流的洪水頻率分析示例。使用 $T=1.5$ 年來估算河岸洪水（ Q_{bkt} ），並且可以從圖中讀取更多極端事件（例如20年和50年洪水）的概率或複發間隔。（a）亞利桑那州的梧桐溪是乾旱山洪，易遭受山洪暴發。（b）科羅拉多河上游的科羅拉多河在科羅拉多大湖附近，有高度規則的融雪驅動的水位。請注意該圖的Sycamore Creek陡峭斜率。

2.3.3 流態 Flow Regime

對河流的空間和時間變化的表徵確定了有限數量的流態，這些流態顯示出一些地理聚類，稱為「水文氣候學」或「水文地理學」。基於大量流動變異性和可預測性的描述，Poff和Ward（1989）確定了美國境內的十種獨特的流動狀態，包括七種永久性和三種終止流類型。例子包括科羅拉多河上游高度可預測

的融雪狀態；密西根州奧古斯塔溪地下水供給的穩定流量；俄勒岡州麥肯齊溪的冬季多雨水道；以及相對連續變化的喬治亞州薩提拉河（圖2.13）。使用分佈在美國同端的420個流量計進行進一步的分析，並選擇代表人類對河流的最小修改，記錄了表明氣候和地質特徵差異的區域聚類（Poff 1996）。在對1941-1988年期間559個量具的單獨分析中，Lins（1997）確定了11種不同的區域流量狀況。有趣的是，這些與美國境內的18個水文核算單位（HUCs，見表1.3）並不十分吻合。

雖然可以繼續完善將流態描述為區域不同的群體，但每條河流都有一個自然流動機制的概念，其生態完整性所依賴的概念已經牢固確立（Poff et al. 1997）（圖2.14）。流量的大小是單位時間內流過一個點的水量。頻率是衡量給定放大倍數的流動發生頻率的量度，與放大倍數成反比。持續時間、時間（可預測性）和變化率都描述了流事件的時間方面。如前所述，氣候、植被、地質和地形決定了自然流動狀態；人類通過改變流動路徑和響應時間，甚至改變氣候來改變流動狀態。在高度管制的河流中，由於在高流量的海生期間蓄水，後來在低流量期間釋放水，曾經季節性的流量幾乎變得恆定。基於具有足夠長期水文記錄的21個地點，Magilligan和Nislow（2005）發現，大壩通常會導致低流量的增加和高流量統計數據的減少，季節性降低，並導致平均上升和下降率下降。在河道特徵和生態方面，許多其他變化也隨之發生，作為回應，河流管理者已經經驗釋放了大量水，以測試人工洪水的恢復潛力（圖2.15）。在另一個極端，當包括排水瓦、溝渠、雨水輸送和不透水表面在內的景觀變化都導致更回應事件的逕流時，河流會變得更加華麗（圖2.16）。河流對改變流態的反應包括河道調整、河岸植物補充週期的中斷、魚類產卵線索的喪失和許多棲地變化（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改變的變異性。直接和間接的反應包括脫水、水質惡化、長相連通性的喪失以及棲地和食物資源的變化（Lake 2003）。

水流模式已被證明是溪流生物屬性的良好指標。來自北美34個地點的總共106個物種的溪流魚類組合根據描述其棲息地，營養，形態和耐受特徵的功能特徵分為兩組（Poff和Allan 1995）。對溪流變異性和可預測性的獨立水文分析清楚地區分了兩種生態定義的魚類組合。為了支持理論預期，具有更多可變流量的溪流傾向於支持資源通才，而具有更穩定流量的溪流具有較高比例的特殊物種。當喬治亞州埃托瓦河流域的小溪流根據不透水表面被分成幾組，然後進行水文學表徵時，不透水性的增加與幾種“flashy浮表層流”措施有關，並且與地方性、世界性的豐富度降低有關。-棕褐色和敏感魚類，以及慢水物種的豐度減少（Royet al. 2005）。與城市化相關的極端流動條件會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溪流大型無脊椎動物群落的退化可以用不透水程度來解釋，在雨水排水系統與河道高度相連的地方尤其嚴重，即使在城市密度較低的情況下也是如此（Walsh et al. 2001）。

個別物種與特定流動狀態相關聯的原因顯然是非常具體的，但有人認為，四

個關鍵的與流動相關的過程是流動改變的溪流生物條件下降的基礎（Bunn和Arthington 2002）。這些是棲息地的喪失或改變，生活史過程的中斷和幼雛的補充，橫向和縱向連通性的喪失，以及對入侵物種的更大敏感性。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，並且有些生物體適應於利用洪水和乾旱的歷史週期，因此對河流流量的可預測性和可變性的變化可能會考驗生物體的適應性，從而考驗其生存能力。

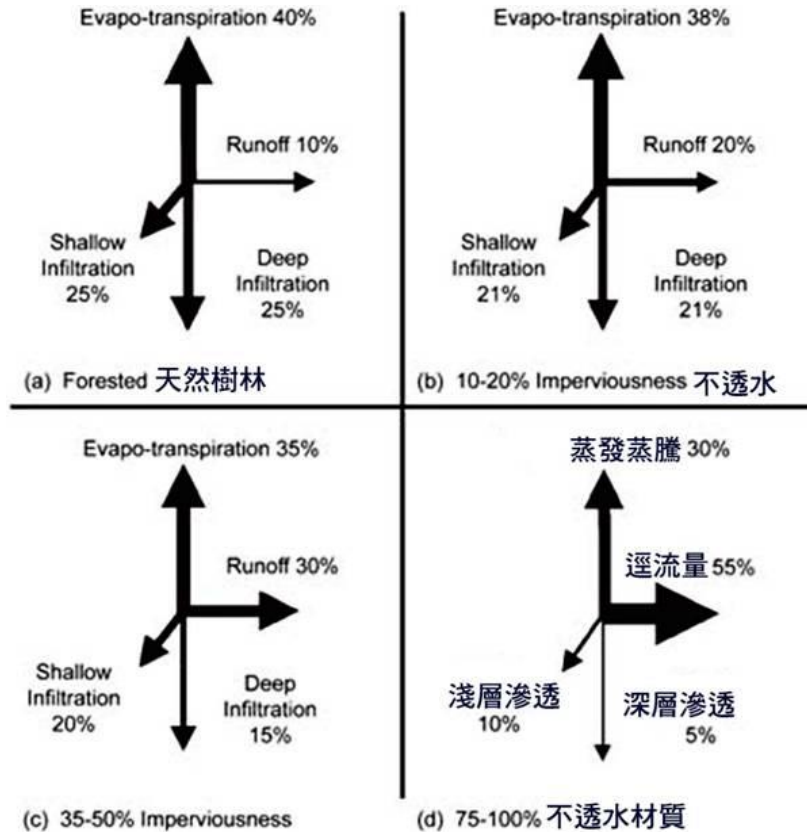


圖2.12 城市化集水區不透水地表覆蓋物增加時水文流量的變化。（Reproduced Paul and Meyer 2001，在Arnold and Gibbons 1996之後。

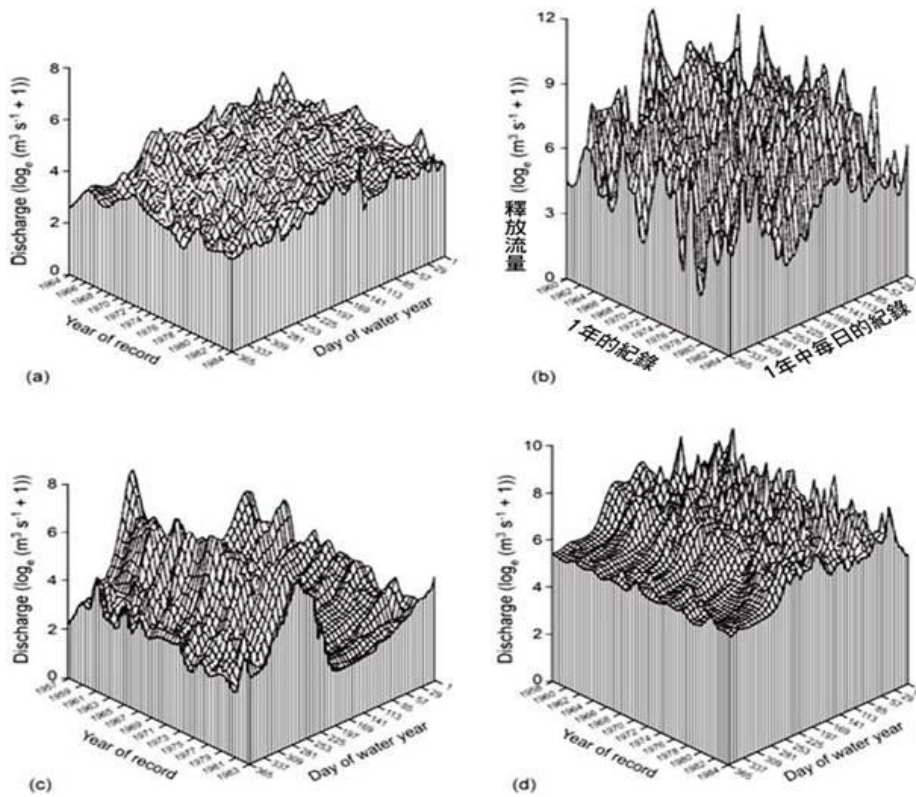


圖2.13 基於四種不同河流“類型的長期日平均流量記錄的流量變化模式。” 水年是10月1日至9月30日。顯示了Poff和Ward (1989) 的九個流量類別中的四個：(a) 密西根州奧古斯塔溪的「中間地下水」；(b) 喬治亞州薩蒂拉河「常年flashy浮表層流」；(c) 科羅拉多州科羅拉多河「融雪」；(d) 俄勒岡州麥肯齊的“冬雨”南叉。(Reproduced Poff和Ward1989)。

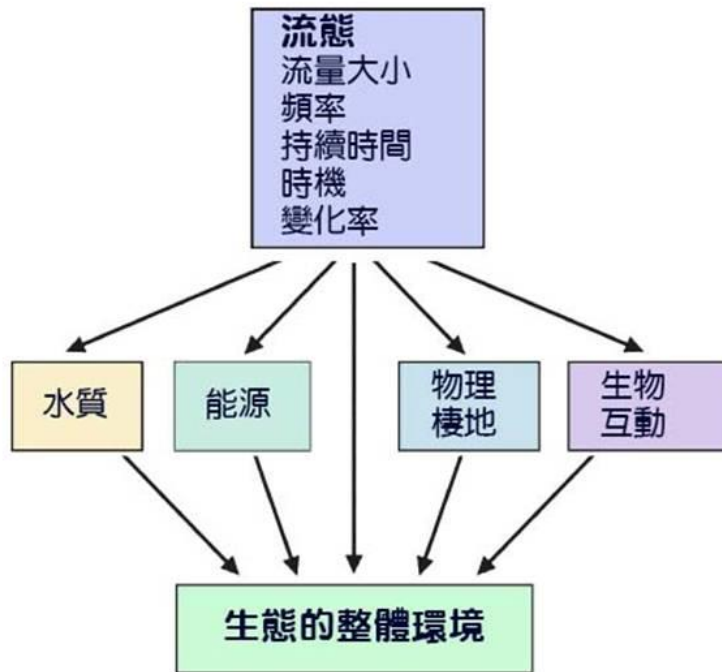


圖2.14 河流作為生態環境的主變量。(摘自Poff et al.1997。)

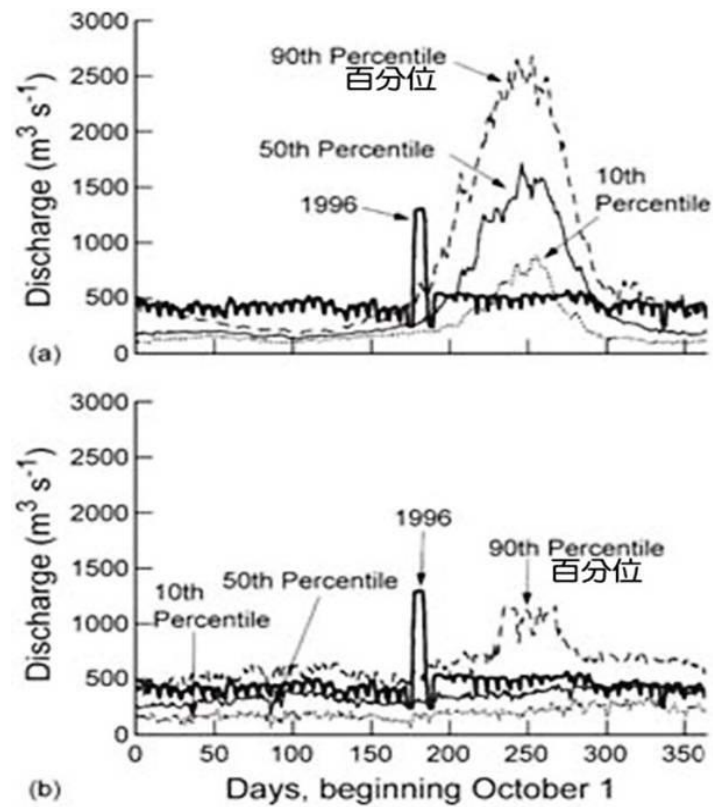


圖 2.15 葛蘭峽谷大壩（1963 年關閉）將科羅拉多河下游從彈簧脈衝系統（a）轉變為調節系統（b）。1996年3月的一次經歷性洪水是受管制河流的高流量事件，但低於不受管制的科羅拉多州的平均水準。將1996年的水位圖（兩個面板中的粗黑線）與亞利桑那州李氏渡口科羅拉多河的長期平均水位圖進行了比較，包括（a）壩前（1922-1962）和（b）壩後（1963-1995）時期。虛線、實線和虛線連接平均每日放流值，低於該值的年份分別低於該值的 90%、50% 和 10%。（摘自Schmidt et al.1998）

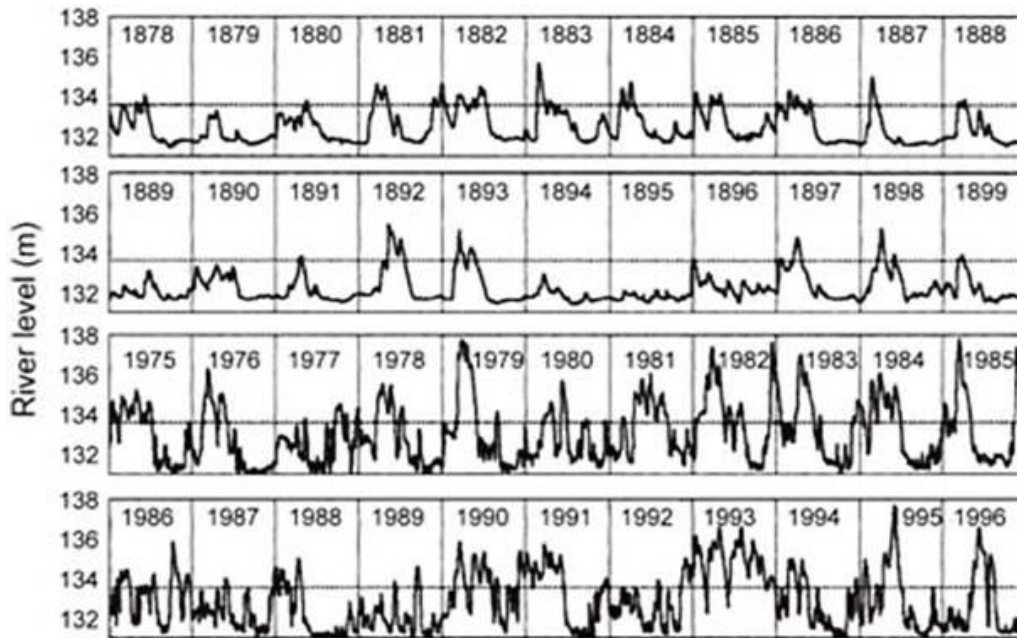


圖2.16 伊利諾伊斯河137英里處的河段(高於平均海平面[msl]米)在引水和現代導流大壩(1878 - 1899)之前以及集水區和河流經過多次改建(1975-1996)之後。每個塊顯示從一月到十二月的一年。水平線表示發生洪災，造成經濟損失。

2.3.4 環境流量

環境流量評估科學的發展是為了應對全世界流量變化程度的認識，以及評估生態退化和確定可接受的水準的必要性。目前，有許多不同的方法來評估環境流量以及廣泛的流量建議。考慮這些極端情況：歐洲一些國家使用了年平均流量（MAF）的10%（Tharme 2003）

MAF(10% of the mean annual flow)，年平均流量的十分之一，為水域生物與環境需求的最低標準。

澳州的一些河流的研究支援了對高達80%的MAF的需求（Arthington和Pusey 2003）。

Tharme（2003）確認了來自世界六個區域44個國家的約207種環境流量評估方法。有些方法就像設置年流量或最小流量一樣簡單，但逐漸增加每月和基於

事件（低流量和洪水脈衝）分配的綜合組合是首選。最常見的方法是水文的，使用每日或每月流量記錄和一些閾值，通常是最小流量。世界上使用最廣泛的方法是坦南特方法（Tennant 1976），它使用一定比例的MAF，根據季節進行調整以建議最小流量。使用了許多變體和閾值（Reiser et al. 1989，Tharme 2003），有些低至MAF的5%和10%。基於流量持續時間曲線的超標百分位數是一種類似的方法，通常按季節應用於每日或7天的間隔以設置最小流量。使用水文改變的緝稻（IHA）軟體捕獲了更全面的流量統計特徵，該軟體使用從長期每日流量記錄中得出的32種不同的水文指數，並分為五類流態（Richter et al. 1996，1997）。雖然這些方法都旨在描述與生態相關的流量，但需要加強這些指數保護河流生態屬性的證據（Tharme 2003）。

另一種常見方法主要在北半球使用，使用水動力棲地建模，通常設定被認為足以維持目標物種或整個生物群落的最小流量。流入流量增量方法（IFIM，Stalnaker和Arnette 1976）是這種方法的早期檢驗，旨在使用深度，速度和基質等水力變數來類比生物棲息地的數量和適用性。然後將水力和棲息地類比模型結合起來，以預測可用棲息地的變化，以回應特定物種基礎上的流量變化。Tharme（2003）報告說，至少有20個國家採用了這一方法，儘管對模型方法提出了廣泛的批評，而且IFIM產出的生態預測能力往往很差或未經測試。估計濕潤周長作為可用棲地的指示比IFIM更簡單，並且被廣泛使用（Reiser et al. 1989）。排放物和濕潤周邊之間的關係是微妙的，通常是因為湍瀨區，因為它們往往是大型無脊椎動物產量高的地區，並且最先乾涸。蒙大拿州的溪流顯示出明確的斷點，因此MAF的10%的水流保護了大約一半的最大濕潤周界，而MAF的30%>的流量保護了幾乎所有的最大濕潤周界（Tennant 1976）。在澳洲對這種方法的應用中，Gippel和Stewardson（1998）表明，斷點有時很難識別，並質疑由此產生的流量建議是否足以用於大型無脊椎動物或魚類。

整體生態系統方法現在處於環境流量方法的最前沿，利用水文、水力和哈比達特分析以及專家判斷，為管理系統構建合適的流量狀態。這些是日益複雜和跨學科的工作，允許評估替代情景，其設計意圖是在滿足人類需求的同時保護河流生態系統（Postel and Richter 2003）（圖2.17）。

“一條河流需要多少水？”這個問題的答案正在開始形成。河流及其洪泛區需要其自然流動狀態的大部分空間和時間變化來維持其生態環境（Poff et al. 1997，Richter et al. 2003）。需要更多的研究來驗證流量管理情景的生態結果，並確定環境流量的關鍵閾值，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和水管理者採用這些需求至關重要，因此我們需要长期的水文實驗來充分了解各種流量的生態後果。

2.4 小結

河流生態系統在河流流量的數量、時間和時間模式方面表現出巨大的差異性，這深刻地影響著它們的物理、化學和生物條件。大量的淡水被提取以滿足農業、市政和工業需求，但淡水生態系統也需要足夠的水，質量足夠，在適當的時間，以保持生態完整，併為社會提供具有經濟價值的商品和服務。如今，水文分析工具越來越多地與河流科學的其他要素相結合，以解決“河流需要多少水？”的問題，並確保流量足以保護和恢復河流生態系統。

水文循環描述了水從大氣到地球和海洋，再回到大氣層的連續循環。海洋的蒸發量超過了陸地，而地球陸地表面的降水超過了蒸發量和植物水分損失。這種過量提供了從陸地到海洋的逕流，這是馬里利河流的排放，但也包括地下水。在單個集水區的尺度上，按年平均值計算，水收支包括降水和地下水流入的輸入，以及流出、ET(蒸發和植物造成的水損失)和地下水流出的輸出。在較短的時間間隔內，輸入和流出之間的不平衡會導致存儲的增加或減少。在全球範圍內，落在陸地上的降水量幾乎有三分之二成為ET，而ET超過了大多數河流和除南極洲以外的所有大陸的逕流。降水和ET都隨氣候和植物而變化，導致溪流的數量和時間存在季節性和區域差異。

注定要成為逕流的降水通過多種途徑傳播，這些途徑受梯度、植被覆蓋、土壤性質和先前的濕度條件的影響。地表和低層地到達溪流的速度比滲入地下水位並作為地下水排入溪流的水快得多。因此，描述河流流量隨時間上升和下降的河流水文線將對降雨事件表現出強烈或更漸進的反應，具體取決於影響流路的土壤、坡度和人類活動。大多數河流在降雨量少的時期繼續流動，這種基本流量來自地下水，地下水或多或少地連續排入河道，取決於地下水位的波動。

河流的表徵在防洪結構的設計、河道穩定性的評估以及確定在適當的時候是否有足夠的水來滿足人和生態系統的需求方面具有實用的應用。人們可以確定給定大小的流動預計發生的頻率，或者給定放大的流動發生的概率。重複1至2年的洪水規模通常用作對剛剛超過河岸的洪水的估計，這是被認為對維持渠道形態最有影響力的流量。

流量分析告訴我們，每條河流都有一個自然的流量狀態，其特徵是流量的大小和頻率，以及持續時間、時間和變化率。氣候、植被、地質和地形對自然流態施加了廣泛的限制，流域尺度上的條件使每條河流在某種程度上獨一無二，廣泛的人類影響通過改變流路和回應時間，甚至改變氣候，進一步改變流態。在高度管制的河流中，由於蓄水，曾經季節性的流量幾乎變得恆定，而由於雨水輸送和不透水表面的變化，其他河流變得更加華麗。環境流量評估科學的發展是為了應對到處河流流量正在改變，造成廣泛的生態退化的認識。目前的證據表明，河流及其洪泛區需要其自然流量狀態的大量空間和時間變化來維持其生態完整性。我們規定保護河流生態系統和滿足人類需求的環境流量的能力還處於起步階段，但有望為河流健康做出重要貢獻。

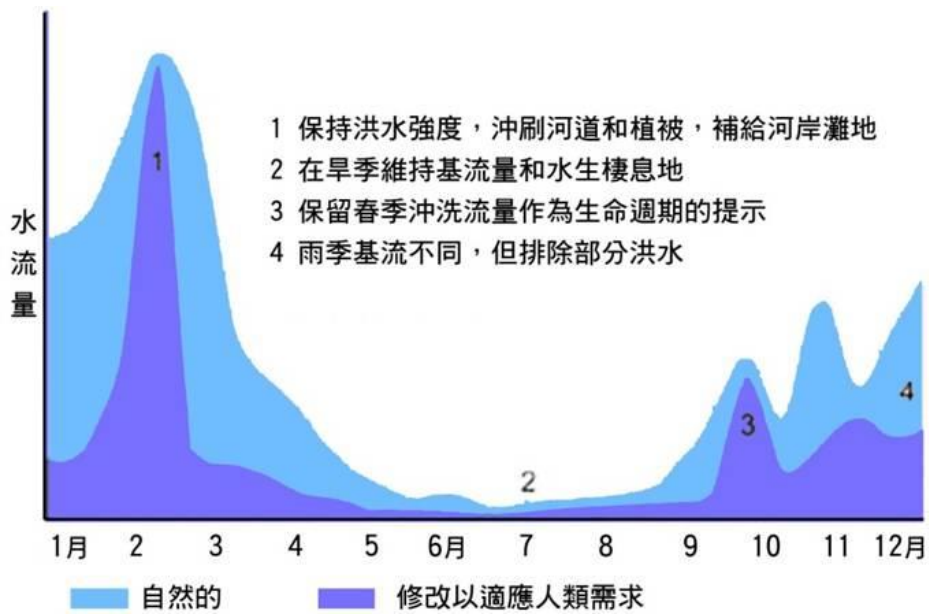


圖2.17 南非選定河流的自然（淺色）和改良（深色）水線，說明瞭一種流量情景，該場景提供的水量僅為自然水線的一半，旨在適應人類使用，同時盡可能保持河流健康。此情景說明了科學家小組確定的一些關鍵原則。（Reproduced Postel and Richter 2003，在Tharme and King 1998之後）