地理學報　第三十三期：55-76 (2003)
JOURNAL OF GEOGRAPHICAL SCIENCE (33) : 55-76(2003)

礫岩區谷系發育作用之探討

以觸口山東翼為例

Process of the Development of Ravine Networks in Conglomerate

A Case Study in the Eastern Flank of the Chukou Hill

張伯宇*

Po-Yu Chang

Abstract

In the outcropped area of conglomerates, which are highly permeable, whether runoff erosion plays a critical role in the growth of drainage networks deserves further discussion. In this paper, the eastern flank of the Chukou Hill where conglomeratic facies of Toukoshan Formation are exposed is used as the study site. It is divided into three sub-units based on the stratigraphic structure. This morphometric analysis includes the bifurcation ratio of the first and second order ravines, the relationship between ravine frequency and average length of each order, tributary junction angle, longitudinal profile and the relationship between drainage area and local slope in order to examine the importance of runoff erosion in individual sub-units. The result suggests that although the influence of runoff erosion exits, the relative significance of seepage erosion is more evident. This conclusion can explain why the most intensely dissected surface exists in the sub-unit where conglomeratic facies lies over an impermeable bed.

Keywords: conglomerate, runoff erosion, seepage erosion.

* 國立臺灣大學地理環境資源研究所博士候選人

Ph. D. candidate, Institute of Geography, National Taiwan University.

摘　要

相對於透水性低的泥岩，在透水性甚佳之礫岩出露區整體谷系的發育過程當中，地表逕流侵蝕作用是否居於主要地位是一項值得探討的問題。本研究選擇臺灣中部的觸口山東翼爲研究案例，依據出露岩層構造的異同劃分出三處研究分區，分析各區一級谷對二級谷之分歧比、各級蝕谷數目、各級蝕谷平均長度、平均蝕谷匯合角、主谷縱剖面型態與集水面積－谷床局部坡度等形貌指標，結果顯示地表逕流侵蝕對三處研究分區之谷系的形成並無顯著影響，反而有諸多形貌較類似滲流侵蝕作用造成的特徵，如此適可解釋最有利於滲流侵蝕進行的塊狀礫岩下伏泥岩區，谷系密度高居首位的現象。

關鍵詞：礫岩、逕流侵蝕、滲流侵蝕

前　言

在臺灣的礫岩出露區，常可見到惡地地貌的發育，這種高度切割的地貌由於富麗險奇，頗具美學價值，是十分特殊的自然景觀；此外，礫岩中富含的堅硬礫石，在近年來各項工程建設積極進行，砂石需求量大幅增加的情況下，也逐漸被作爲替代河川砂石的一項骨材資源，以減少違法開採河川砂石所造成的負面影響 (經濟部中央地質調查所，1982；賴典章，1988)。另一方面，礫岩因岩體力穩定性差，出露區內大多具有高度的災害敏感性，凡遇豪雨、強震等自然作用的刺激，邊坡便崩塌堆累，溪谷輸出大量土石，對於人類活動不啻爲一項負面的影響。因此，無論就自然資源的開發、保育、管理或土石災害的防治而言，瞭解礫岩出露區的地形特性乃是一項不可或缺的基礎工作。

一般說來，地表的形貌並非由單一類型的地形作用造成，而是受到多種地形作用共同影響的結果，但不同地形作用的相對重要性卻不必然相同 (Harvey and Calvo-Cases, 1991; Harvey, 1992; Dietrich and Dunne, 1993; Calvo-Cases and Harvey, 1996; Tanaka and Agata, 1997)。根據前人的研究歸納，在陸域液態水的作用環境中，地面水流及地下水流引發的侵蝕和崩塌均能肇致谷系的發育 (Dietrich and Dunne, 1993; Goudie, 1994; Tanaka and Agata, 1997)，強烈者即能產生惡地的景觀。低透水性岩層受到地表逕流侵蝕作用的主導，較容易發育出高度切割的地貌 (Hadley and Schumm, 1961; Kirkby and Chorley, 1967; Gregory and Gardiner, 1975; Way, 1978; Chorley *et al.*, 1984; Gerrard, 1988)，那麼在岩體透水性甚佳、惡地景觀也十分發達之礫岩出露區整體谷系的形成上，地表逕流侵蝕作用是否也扮演著主要的角色？

回顧本島卵礫石層出露區的地形學相關研究，日治時期丹桂之助 (1932) 曾經以臺地面切割狀況對西北部地區礫石臺地進行形貌分類；之後富田芳郎 (1972) 再根據臺地原面的形成時期、形成作用 (侵蝕或堆積)、與基岩之層位關係的不同加以細分，由形貌上建立了礫石臺地的分類系統。鄧國雄 (1979) 依循富田芳郎的分類，選取臺灣西北部不同切割狀況之紅壤礫石臺地，對其地形特徵進行量化比較，並定性地探討紅壤厚度、坡度、相對高度、河流水文狀況對於臺地切割狀況的影響。王鑫 (1987) 提出，礫岩惡地的形成需要具備兩項基本條件，一是礫岩要有相當的出露厚度，二是岩層的膠結程度

不佳，而其對三義火炎山的觀察另指出滲流侵蝕 (seepage erosion) 應爲該區邊坡後退的重要作用機制。林俊全 (1987) 依據地表沖蝕狀況、坡度、岩性等參數對三義火炎山礫岩惡地進行地形分區，以計量方式說明各區地形特徵的差異，並探討區內的邊坡發育方式，後復由現地的觀測顯示降雨條件與礫岩邊坡侵蝕速率的關連性 (林俊全，1994)。陳榮河 (1990) 以不飽和邊坡破壞機制解釋林口臺地紅土礫石層的邊坡破壞，並進行穩定性分析。張石角 (1993) 觀察八卦臺地，指出當地的蝕谷密度值與岩層當中礫石含量成正比。鍾廣吉 (1994) 著眼於自然景觀資源的角度，調查六龜十八羅漢山地區的地質與地形，且據以說明六龜礫岩在地史上的意義和當地地貌的發育方式。蔡秉儒 (1994)、王文祥 (1999)、王瑞斌 (2001) 則分別以臺灣西北部的礫石層臺地群及草屯九九峰礫岩惡地爲例，分析卵礫石層之岩層組織特徵對於邊坡穩定性及坡度的影響，發現其間所存在的特定相關性。上述的某些研究雖然論述了卵礫石層邊坡的作用類型、發育方式或機制，但並未對前述問題進行系統性的討論。

研究方法

(一)主要作用之界定

谷系發育是切蝕 (incision) 與向源後退 (headwall recession) 的綜合結果 (Harvey, 1992)。在非可溶性岩石區，造成這兩種方式的作用類型，與液態水有關者包含了地表逕流侵蝕、滲流侵蝕及邊坡破壞 (slope failure) (Tanaka and Agata, 1997)。欲判定何種地形作用主導整體谷系的發育，可用的方法大體上有剝蝕速率估測、水文分析以及形貌分析等數項。

1.剝蝕速率估測

本方法是以研究觀測期間內不同作用的剝蝕速率作爲判斷的基礎 (Rapp, 1960; Young, 1972)，就谷系而言，受限較長的發育時間尺度，難以藉由量測整個發育時間內不同作用造成的剝蝕總量多寡達成比較相對重要性的目的。若欲以今日的作用速率爲研判依據，最大的問題在於受到地形系統發育歷程中可能的變化，現今短期的作用速率量測結果，不必然能夠正確地反映出各相關作用在較長時距之發育過程中的相對重要性 (Schumm, 1991)。例如，地下水的侵蝕現象會隨著河谷的向源侵蝕縮小谷頭以上的來源集水區 (source-basin) 面積，使得供給水量減少而日趨降低作用能力 (Kochel *et al.*, 1985)，觀測結果或許顯示目前地下水的侵蝕速率不及於其他的地形作用，但卻不代表著該作用在整體谷系發育上不是居於最主要地位。

2.水文特徵分析

此一方法是以河川流量的組成特徵 (Tanaka and Agata, 1997) 或日流量的變異狀況 (Schumm *et al.*, 1995) 進行研判，由於過程中必須使用流量資料，若無現有測站或既存的研究資料，則需要設置觀測儀器蒐集流量資料。然礫岩出露區內溪谷土石埋積深厚，且多呈旱谷，平日谷中幾無水流，暴雨時，溪床上的鬆散土石可能呈現災變式的輸出，這樣環境條件並不利於水文觀測儀器的設置及流量資料的蒐集。

3.形貌分析

1960 年代至 1970 年代，地形學的研究開始關注地下水流之侵蝕作用對於地貌發育的影響 (Bryan

and Jones, 1997)；1980 年代後，滲流侵蝕作用在河谷形成上的重要性日漸受到探討，基於作用－形貌 (process-form) 的因果關連 (Small, 1978; Ebisemiju, 1989)，其造成的切割形貌特徵以及與地面逕流作用主導之切割形貌間的顯著差異被建立作爲研判作用類型的依據 (例如：Laity and Malin, 1985; Kochel and Piper, 1986; Howard, 1988; Kochel and Baker，1990; Schumm *et al.*, 1995)。本方法在相關研究中最爲常見，更廣泛地應用在以衛星影像或數值地形資料推論火星表面谷狀地貌的形成作用上 (例如：Gulick, 2001; Williams and Phillips, 2001; Aharonson *et al.*, 2002; Jaumann and Reiss, 2002)。

和前兩項方法相比，用以判斷的形貌在多種地形作用共同的影響下常受次要作用形塑而成殘存特徵 (relict features) (Baker, 1986; Schumm *et al.*, 1995; De Hon and Washington, 2000)，同時各項形貌參數或多或少都具不明確的成分，單一參數通常不能論斷主要地形作用類型 (Jaumann and Reiss, 2002)。此外，同一地區也不必然在不同形貌參數上皆反映出一致的作用意義 (例如：Sharp and Mallory, 1975; Carr and Clow, 1981; Aharonson *et al.*, 2002)，雖然有這些短處，但使用時受適用之時間尺度、研究物力及現地環境條件的限制低，整體可行性較佳，基於此點考量，本文在方法上遂採形貌分析爲主。

(二)形貌參數之選取

表 1 爲相關研究研判地面逕流侵蝕與滲流侵蝕兩項作用間相對重要性時常用的形貌參數，這些形貌參數研判上的明確程度並非全然相同。谷系密度在相同的作用主導下，會因爲地質抗蝕力 (rock resistance) 與氣候條件差異所導致的作用速率不同而有高低之別 (Melton, 1957; Gregory and Gardiner, 1975)，甚難尋得一特定的分界值以爲區別；谷系型態和谷系對稱性與主導作用類型間不盡然是一對一的因果對應關係 (例如：Laity and Malin, 1985; Kochel and Piper, 1986; Kochel and Baker, 1990; Schumm *et al.*, 1995)；河谷橫剖面與谷頭形狀亦有類似現象，谷中水流的側蝕、埋積與瀑流侵蝕 (waterfall erosion) 作用亦可以發育出近似滲流侵蝕造成的U字型橫剖面和陡谷頭 (Nelson *et al.*, 1995; Baker and Patridge, 1986; Williams and Phillips, 2001)，這雖可依賴地下探查或現地調查加以釐清，但受研究物力及礫岩出露區現地可行性所限而不易施行；河谷寬度在多中、小型蝕谷、土石生產量大且礫岩出露區則易因河谷側邊坡形成後的邊坡破壞及河谷埋積干擾而產生較大的偏差。相對而言，表 1 其餘形貌參數在研判主導作用類型上的效果較佳。

上述的形貌參數是用來研判地表逕流侵蝕與滲流侵蝕間的相對重要性，邊坡破壞並不是此次欲評估的主要作用類型，而邊坡破壞與滲流侵蝕均是藉由向源後退發育河谷，尤其礫岩區多見陡坡因破壞，方式上更爲類同，根據目前的研究範例無法排除兩者在其中某些形貌上相似的可能。惟滲流侵蝕作用形成的谷床位置和不透水岩層及地下水位間的關連性較高，此點或可作爲研判之途徑。

本研究選擇了以下幾項參數檢視地表逕流侵蝕與其他相關作用在礫岩出露區谷系發育上扮演的角色：

1.一級谷對二級谷之分歧比、各級河谷數及平均長度

Horton (1945) 以地表逕流侵蝕作用爲理論基礎，建立了谷系發育模式，模式指出隨著谷系的發育，一級谷對二級谷的分歧比值將趨近於 4，最高級序河谷與次一級序河谷的分歧比爲 3，之後 Strahler (1957) 的實證研究計算得河谷的平均分歧比爲 3.52，與上述的理論值十分接近。

Schumm 等人 (1995) 的研究顯示，在以滲流侵蝕作用爲主的美國佛羅里達州艾格林空軍基地

(Eglin Air Force Base) 鄰近地區，某些流域一級谷對二級谷的分歧比值不小於 5，高於 Horton 的理論值。由於滲流侵蝕作用主導的谷系具有許多短小的一級谷，因此以半對數座標分別解析河谷級序與數量、平均長度的關係時，前者的趨勢線多會呈現遞減的凹折線型態 (圖 1)，後者則常呈現遞增的凸折線型態 (圖 2)，與 Horton 理論的直線型態不同。研究者建議前述與 Horton 理論間的差異程度可作爲研判谷系發育機制的線索，當差異明顯時，表示地面逕流侵蝕主導谷系發育的可能性較低。

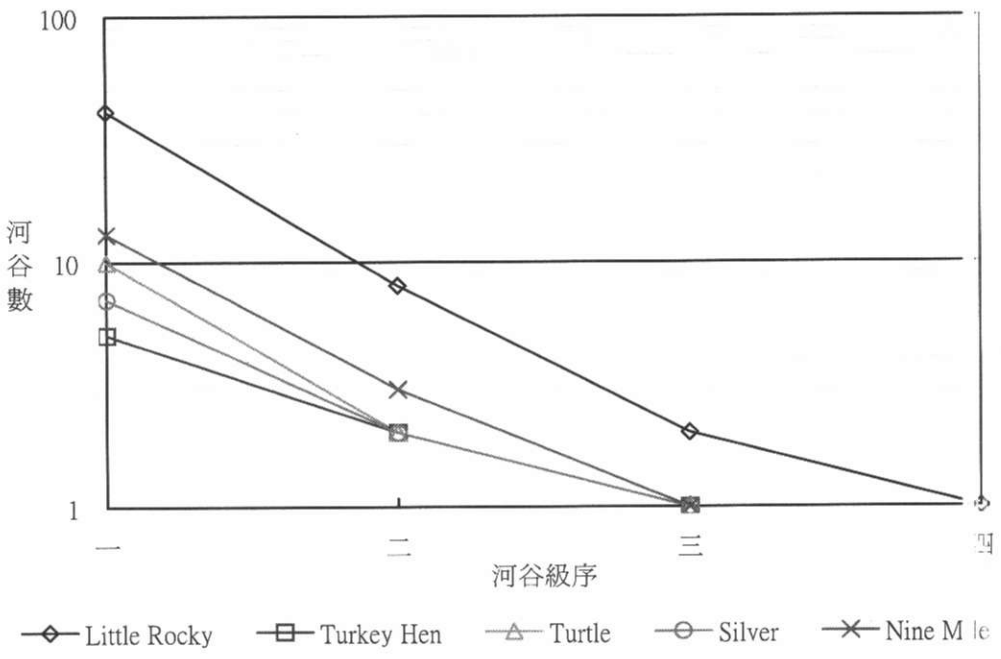
表 1　地面逕流侵蝕與滲流侵蝕造成的重要形貌差異

作用 / 形貌	地表逕流侵蝕主導	滲流侵蝕主導
谷系密度	高	低
谷系型態	樹枝狀、似樹枝狀 (受構造控制弱)	格子狀、樹枝狀 (深受構造控制)
谷系對稱性	對稱	對稱至不對稱
一級谷對二級谷分歧比	較低 (3～4)	較高
各級河谷數目關係	在半對數座標上趨近直線	在半對數座標上呈遞減凹折線
各級河谷平均長度關係	在半對數座標上趨近直線	在半對數座標上呈遞增凸折線
河谷匯合角	較小	較大 (55°～65°)
河谷縱剖面	凹曲線	直線、階梯狀直線或微凹曲線
河谷橫剖面	V字型	U字型、邊坡較陡而谷底平坦
谷頭形狀	尖細狀、坡度較緩且漸變	圓形劇場狀或冰斗狀、 坡度較陡且突變、不連續蝕溝
河谷寬度	向下游漸寬	上、下游差異不顯著

資料來源：整理自 Higgins (1984); Laity and Malin (1985); Kochel and Piper (1986); Howard (1988); Kochel and Baker (1990); Schumm *et al.* (1995)。

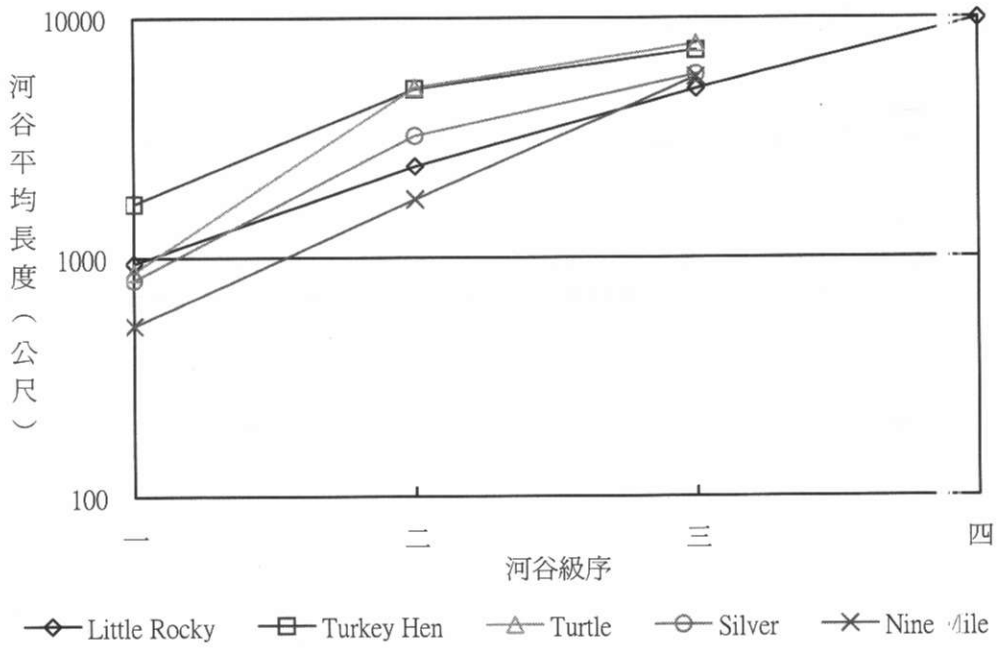
2.河谷匯合角

河谷匯合角被認爲對於受到構造控制發育之谷系具有較爲敏感的指示能力 (Chorley *et al.*, 1984)。Horton (1945) 提出支谷與主谷間匯合角的餘弦值等於主谷坡降和支谷坡降間比值的函數關係；Howard (1971) 從實驗研究與野外觀察中發現 Horton 模式的缺陷而予以修正，建立了一個以河川逕流最小功率損失解釋支谷匯合角大小的新模式 (牛文元，1992；倪晉仁、馬蘭乃，1998)，兩人所提出的模式均顯示，當主谷坡降越大時，支谷與主谷間的匯合角有越小的趨勢。主谷坡降大代表著有利於地表逕流侵蝕進行的環境條件 (Strahler, 1950; Schumm, 1956)，因此由地表逕流侵蝕作用形成的谷系，受地勢因子影響顯著，河谷匯合角較小；若發育過程中受控於地質構造或是地勢因子對其影響程度低的



改繪自：Schumm 等人 (1995)，圖 12。

圖 1　美國艾格林空軍基地鄰近流域各級蝕谷數分布



改繪自：Schumm 等人 (1995)，圖 13。

圖 2　美國艾格林空軍基地鄰近流域各級蝕谷平均長度

谷系，河谷匯合角相對上通常會有偏大的現象 (Gulick, 2001)，反映出地表逕流侵蝕主導性較弱。在滲流侵蝕主導的地區，其值介於55°至65°間 (Laity and Malin, 1985; Kochel and Piper, 1986; Howard, 1988; Kochel and Baker, 1990)。

3.河谷縱剖面

研究指出 (Flint, 1974; Howard and Kerby, 1983; Tarboton *et al.*,1989; Whipple and Tucker, 1999; Whipple, 2001)，在理想的河流作用系統中，理論上河谷的基岩縱剖面會傾向發育出圓滑的凹曲線，縱剖面的局部坡度 (local slope) 由上游向下游逐漸減緩，與其上游的集水面積呈指數反比，如公式 1 所示，曲率指數 (concavity exponent) (θ) 越小，剖面越趨近於直線型態，典型的 θ 值介於 0.3 至 0.7 之間 (Aharonson *et al.*, 2002)。經滲流侵蝕作用形成的河谷，谷床的發育主要和湧泉線 (spring line) 有關，湧泉線一般又受控於不透水岩層的位置，谷床遂常沿著不透水層發育，基岩縱剖面型態趨於直線、階梯狀直線或是略微彎凹的曲線 (Laity, 1988; De Hon and Washington, 2000; Aharonson *et al.*, 2002)。即便在滲流侵蝕作用未受不透水層控制之地區，某一穩定發育期內的谷床坡度也會反映出地下水位的平均坡降 (Schumm *et al.*, 1995)，上、下游間谷床的局部坡度差異不甚明顯，與集水面積之間相關程度較低，有異於逕流侵蝕作用造成者。因此，當河谷之集水面積和局部坡度的相關性低，或公式 1 之曲率指數偏小，代表逕流侵蝕作用應非居主導地位；若是主谷縱剖面呈直線、階梯狀直線或略微彎凹的曲線，且與不透水岩層之位態 (attitude) 或地下水位具有明顯關連，則其發育受滲流侵蝕作用控制的可能性較高。

$$S=kA^{-\theta} \quad \text{公式 1}$$

S：局部坡度　k:常數　A：集水面積　θ：曲率指數

(三)分析方法

本文選擇臺灣中部觸口山東翼頭嵙山礫岩出露區爲研究案例，當地是一處著名的惡地景點，具「小黃山」之名。野外觀察發現，該區出露的岩層及其排列方式南、北有異，因此，本研究參酌岩層構造的異同劃出數個研究分區以爲比較。另，由於各級蝕谷數目及其平均長度的分析係著眼於不同河谷級序間的變化趨勢，河谷級序稍大的集水區才有利於研判與量化計測，本研究遂取各研究分區中最高級序不小於三級的集水區，統一作爲形貌分析的樣本單元。縱剖面的繪製乃循樣本單元之主谷線進行，所謂主谷線係指自谷口沿河谷線至分水嶺的最長路徑。分析時均使用比例尺 1/5,000 的等高線地形圖爲基圖。

研究區概況

(一)地理位置

研究區位於濁水溪之支流清水溪左岸，屬於斗六丘陵北段的東向斜面，西距斗六市區中心大致爲10公里，此地礫岩出露厚度的空間變異較大，以礫岩爲主者可分爲南、北兩區。北區在行政區上隸屬於雲林縣林內鄉，分布範圍北起於水門附近的牛稠坑集水區，南至林內鄉與竹山鎮交界附近的園尾坑，

縱長約 5 公里；南區位於南投縣竹山鎮境內，北起瑞竹對岸，南迄桶頭西北方的炭窯附近，縱長約 1.5 公里 (圖 3)。

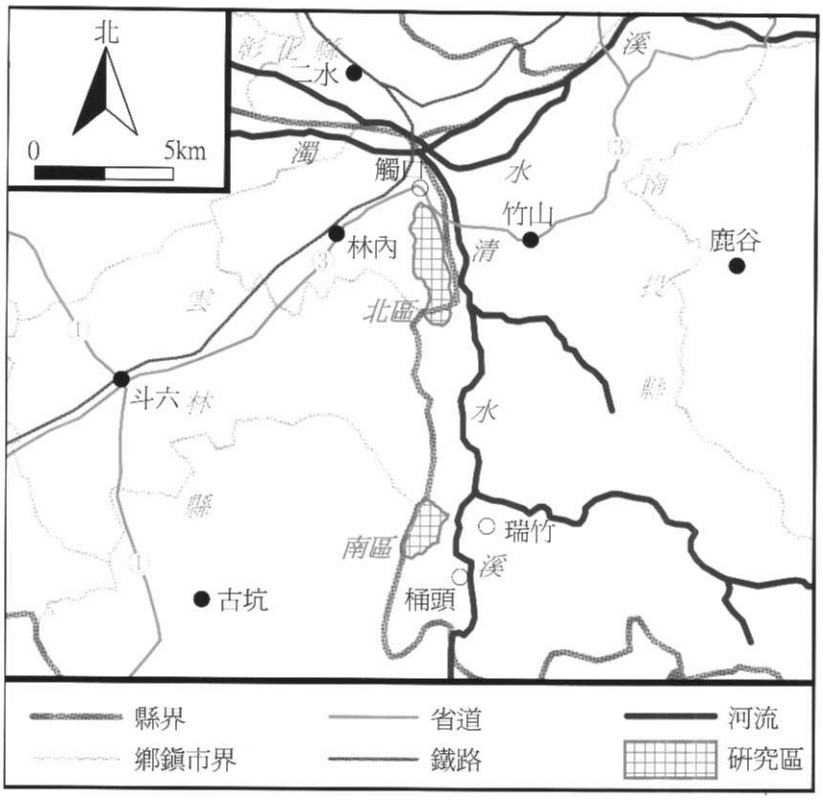


圖 3　觸口山脈東翼研究區地理位置

(二)研究分區與樣本單元

現地調查結果顯示，研究區內頭料山礫岩與其他岩層或地層間的上、下層位關係自北而南計有以下三種類型 (圖 4)：

Ⅰ、具上覆層型

本型位於北研究區的中、北段，西側近主稜線處存有殘留的臺地面，臺地面頂部覆蓋帶有紅土的臺地礫石層，層厚在 4 公尺至 8 公尺間，表層爲不超過 2 公尺厚之赭土，臺地礫石層下爲厚層的粉砂岩與泥岩互層，最大層厚約 12 公尺，再下爲頭料山層之塊狀礫岩，層內偶夾疏鬆砂岩與泥岩。上覆處透水性較低之紅土與粉砂岩、泥岩的存在，將減少水分入滲至其下的礫岩層中。

Ⅱ、具下伏層型

本型分布於北研究區的南段，塊狀之頭料山礫岩層出露於上部，底部下伏延伸範圍較廣的泥岩層，其出露於中、下游地區，野外觀察發現，礫岩底部與低透水性岩層間之岩層面在大雨後有明顯的伏流水滲出。

Ⅲ、均質型

研究區中的南區屬之，露頭全由塊狀的頭嵙山礫岩所構成，岩性較爲均質，岩體中夾透水性較低的薄層砂岩或泥岩凸鏡體，偶有連續性略佳、層厚稍厚的砂、泥岩層，多集中出現於底部。砂、泥岩層上方有伏流水滲出，但其分布範圍與持續時間不及具下伏層型的滲流狀況。

根據上述的岩層構造類型，本文將研究區劃分成三處分區 (圖 5)，各分區地質與地勢的基本特徵見表 2。而三處研究分區中，Ⅰ區內可區劃出樣本單元三處、Ⅱ區、Ⅲ區各二處 (圖 5)。

表 2　研究分區地質與地勢基本特徵

研究分區	岩層結構類型	坡型	岩層傾角	平均起伏 (m)	平均坡降 (%)	平均坡長 (m)	谷系密度 (km/km2)
Ⅰ區	具上覆層型	順向	8°～12°	185.00	12.64	1475.25	4.84
Ⅱ區	具下伏層型	斜交	6°～12°	161.67	20.03	823.17	7.57
Ⅲ區	均質型	順向	10°～23°	308.33	22.25	1419.64	6.90

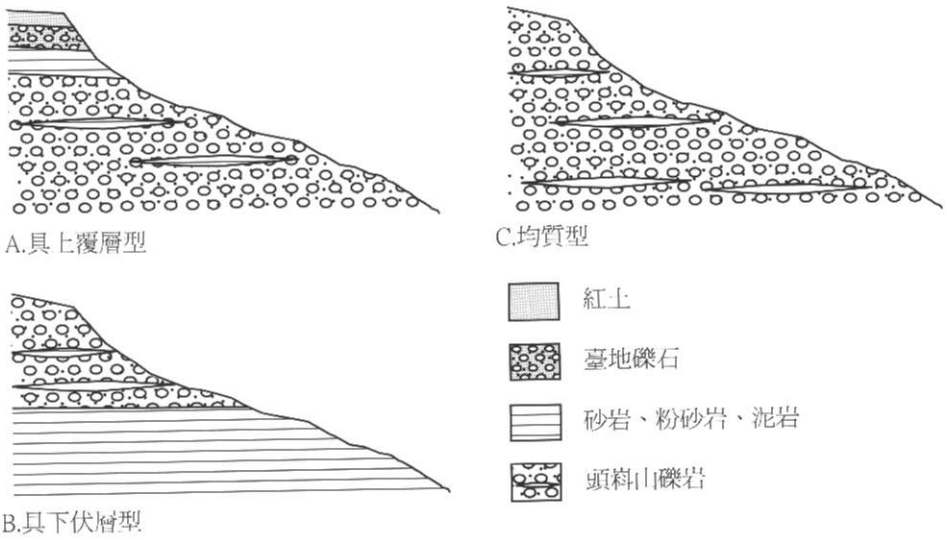


圖 4　研究區內之岩層結構類型

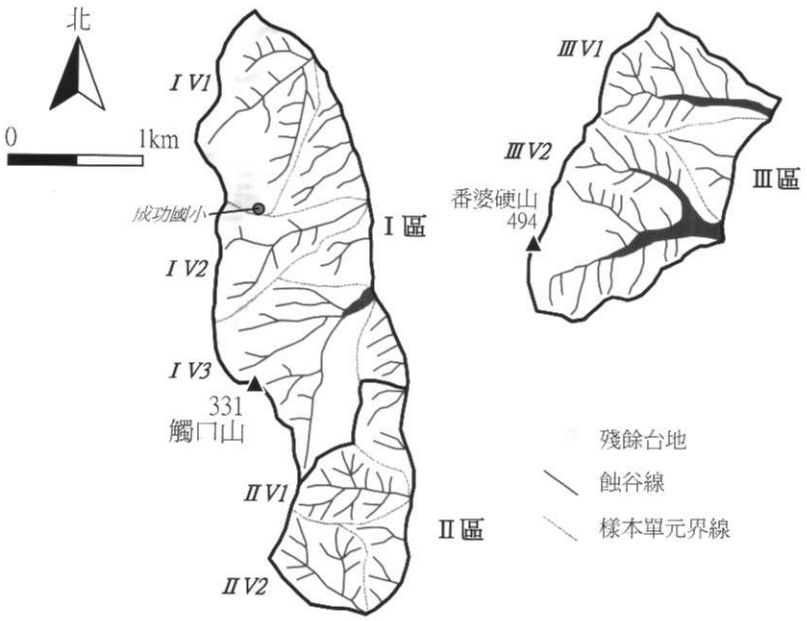


圖 5　研究分區與樣本單元之區劃

結果與討論

(一)結果

Ⅰ、一級谷對二級谷之分歧比、各級蝕谷數及平均長度

根據計測結果 (表 3)，在一級谷對二級谷的分歧比值上，Ⅰ區的三處樣本單元介於 2 至 6 間，Ⅰ V2 和Ⅰ V3 兩單元不大於 4，Ⅰ V1 單元則大於 5；Ⅱ區和Ⅲ區內之樣本單元皆不小於 5，Ⅲ V2 單元更高達 8.33。

圖 6 顯示研究分區之樣本單元各級蝕谷數目於半對數座標上的分布狀況。在所有樣本單元中，除了Ⅰ V3 單元在該關係線上的型態接近於 Horton 的理論遞減直線，其餘之樣本單元的蝕谷級序－蝕谷數目關係線爲遞減凹折線。

圖 7 則顯示研究分區之樣本單元各級蝕谷平均長度於半對數座標上的分布狀況。該關係線在本研究中所出現的型態較爲複雜多樣，除了遞增近似直線存在於Ⅰ V2 單元，遞增凸折線出現在Ⅱ V1 單元和Ⅲ V2 單元外，另有不同型態之關係散見於其餘的樣本單元，並無任何一處研究分區區內樣本單元的蝕谷級序－蝕谷平均長度關係線是呈現單一型態。

表 3　樣本單元各級蝕谷比率與一級蝕谷對二級蝕谷分歧比

研究分區	樣本單元	面積 (km^2)	蝕谷總數	各級蝕谷數比率				一級蝕谷對二級蝕谷分歧比
				一級	二級	三級	四級	
Ⅰ區	ⅠV1	1.05	21	17	3	1	0	5.67
	ⅠV2	0.48	11	8	2	1	0	4.00
	ⅠV3	1.17	20	12	5	2	1	2.40
Ⅱ區	ⅡV1	0.32	20	16	3	1	0	5.33
	ⅡV2	0.33	14	11	2	1	0	5.50
Ⅲ區	ⅢV1	0.64	19	15	3	1	0	5.00
	ⅢV2	1.22	29	25	3	1	0	8.33

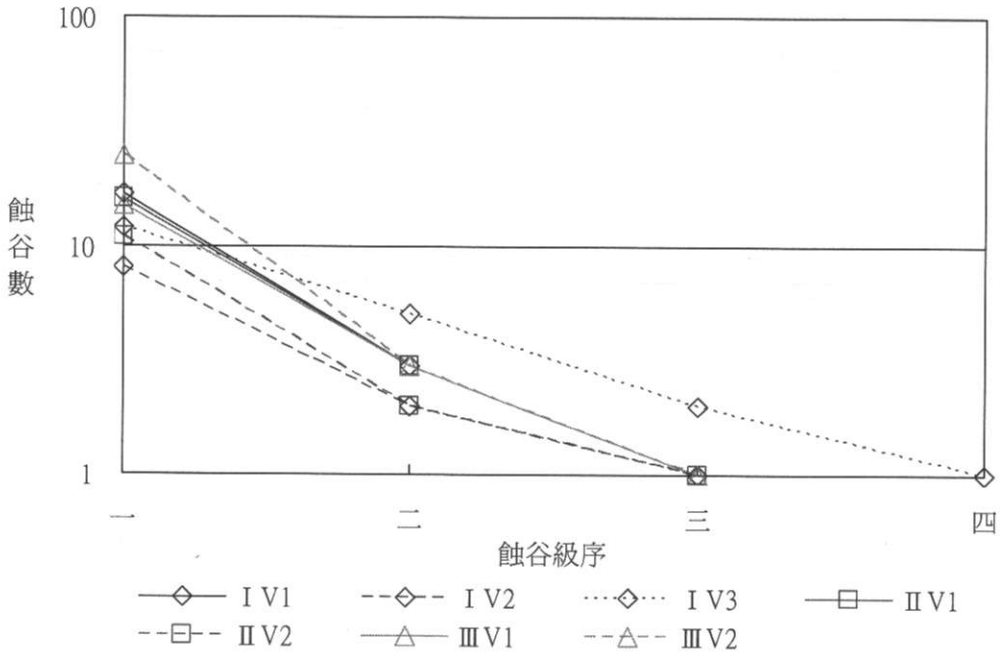


圖 6　研究區樣本單元各級蝕谷數分布

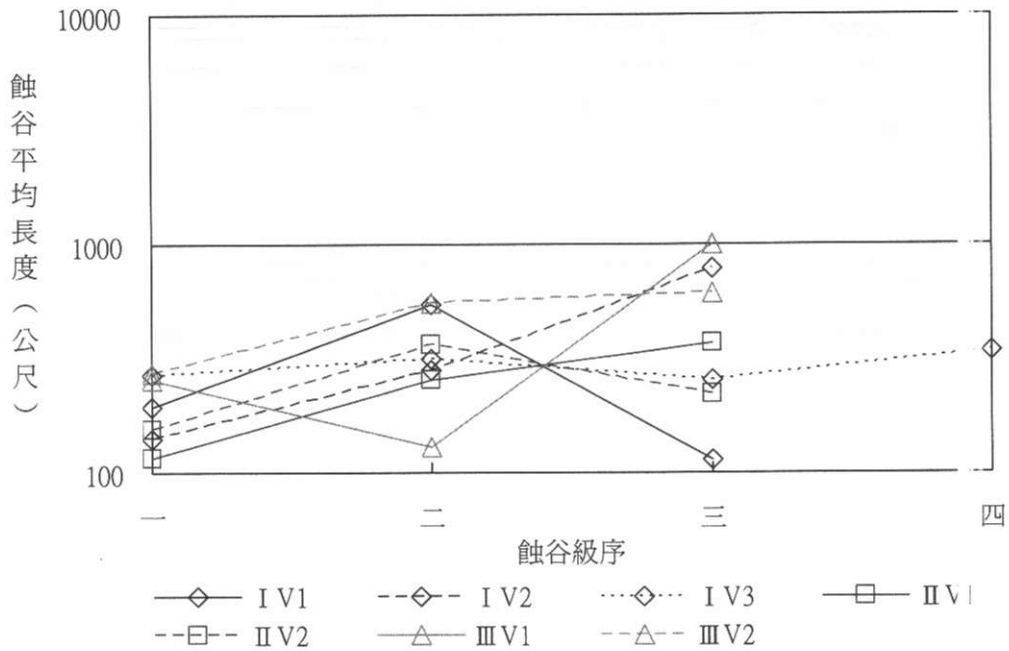


圖 7　研究區樣本單元各級蝕谷平均長度

Ⅱ、蝕谷匯合角

表 4 爲研究分區樣本單元的平均蝕谷匯合角統計。樣本單元平均蝕谷匯合角介於 55°至 68 間，三處研究分區平均蝕谷匯合角則介於 61°至 65°，以Ⅲ區的平均蝕谷匯合角最大，Ⅱ區最小。分析中發現，無論是在何處分區，位處源頭之兩條一級蝕谷間的平均匯合角都有偏低的趨勢。

表 4　樣本單元與研究分區平均蝕谷匯合角統計

研究分區	樣本單元	各級匯合角頻率				平均匯合角	
		75°～90°	60°～75°	45°～60°	45°～60°		
Ⅰ區	ⅠV1	37.50%	31.25%	25.00%	6.25%	67.50°	63.09°
	ⅠV2	28.57%	14.29%	28.57%	28.57%	58.93°	
	ⅠV3	27.27%	18.18%	27.27%	27.27%	59.32°	
Ⅱ區	ⅡV1	25.00%	37.50%	31.25%	6.25%	64.69°	60.15°
	ⅡV2	10.00%	30.00%	30.00%	30.00%	55.50°	
Ⅲ區	ⅢV1	21.43%	35.71%	35.71%	7.14%	63.21°	64.74°
	ⅢV2	25.00%	41.67%	29.17%	4.17%	65.63°	

Ⅲ、主谷縱剖面型態與集水面積－谷床局部坡度關係

圖 8 至圖 10 爲三處研究分區樣本單元的主谷縱剖面圖，圖 11 至圖 13 則顯示其集水面積與谷床局部坡度的關係。

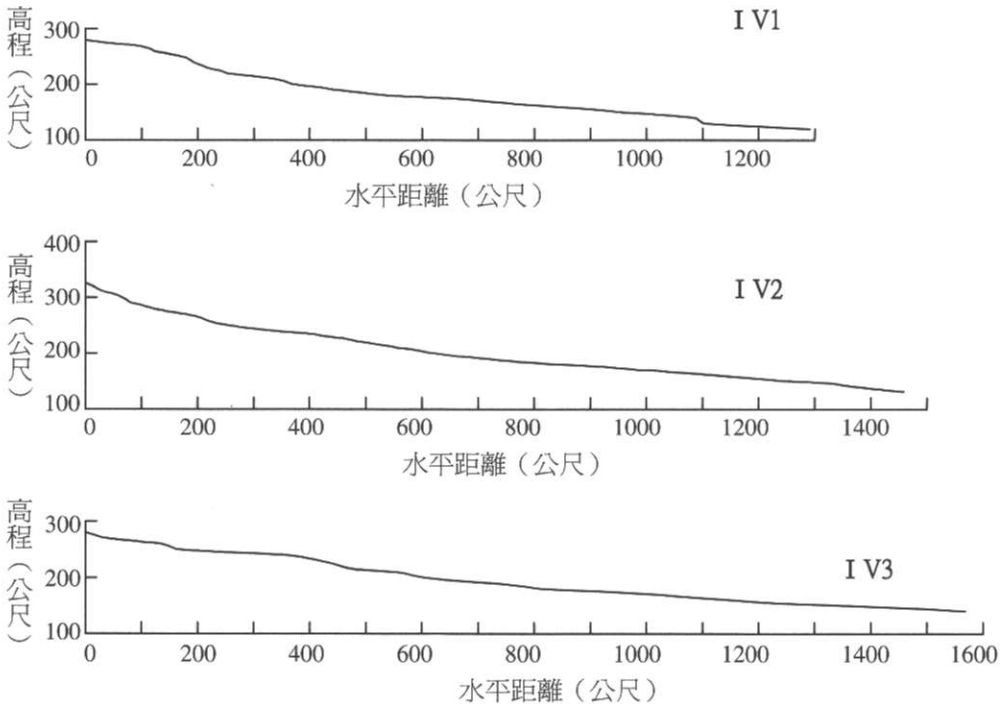


圖 8　Ⅰ區樣本單元主谷縱剖面

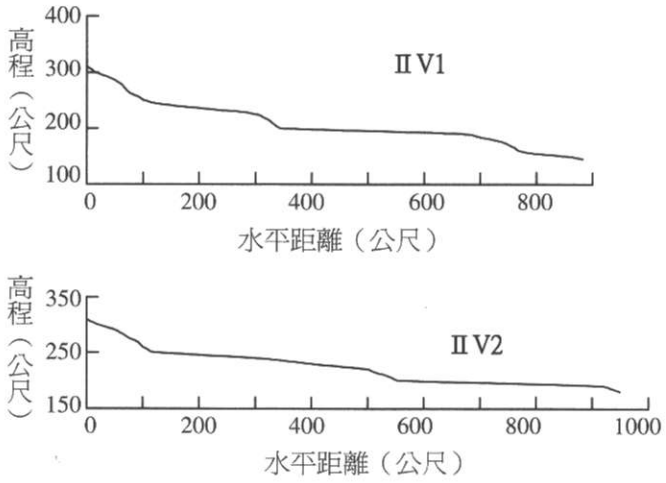


圖 9　Ⅱ區樣本單元主谷縱剖面

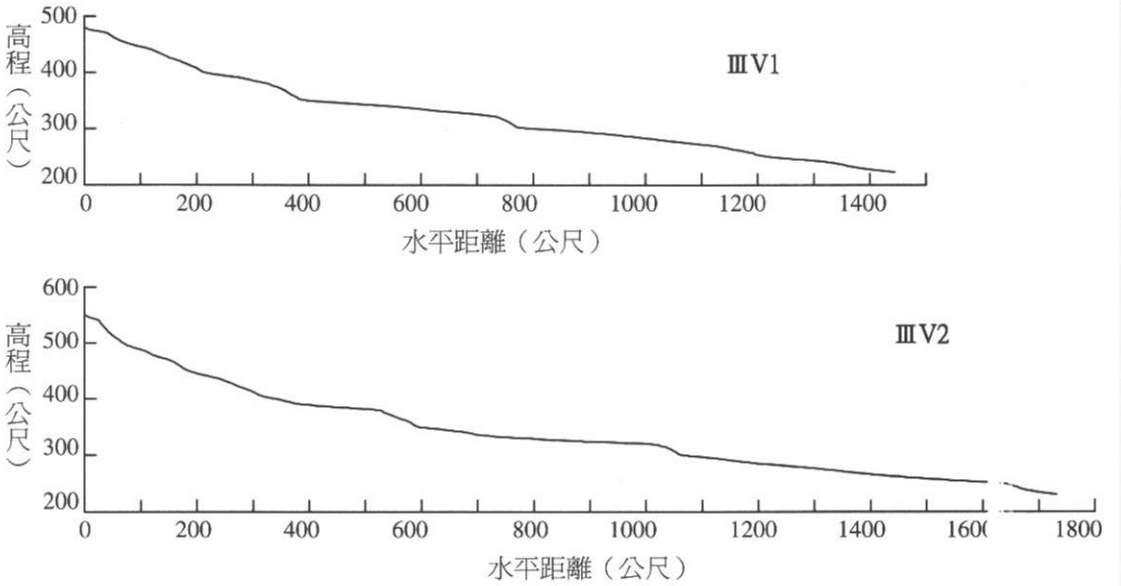


圖 10　Ⅲ區樣本單元主谷縱剖面

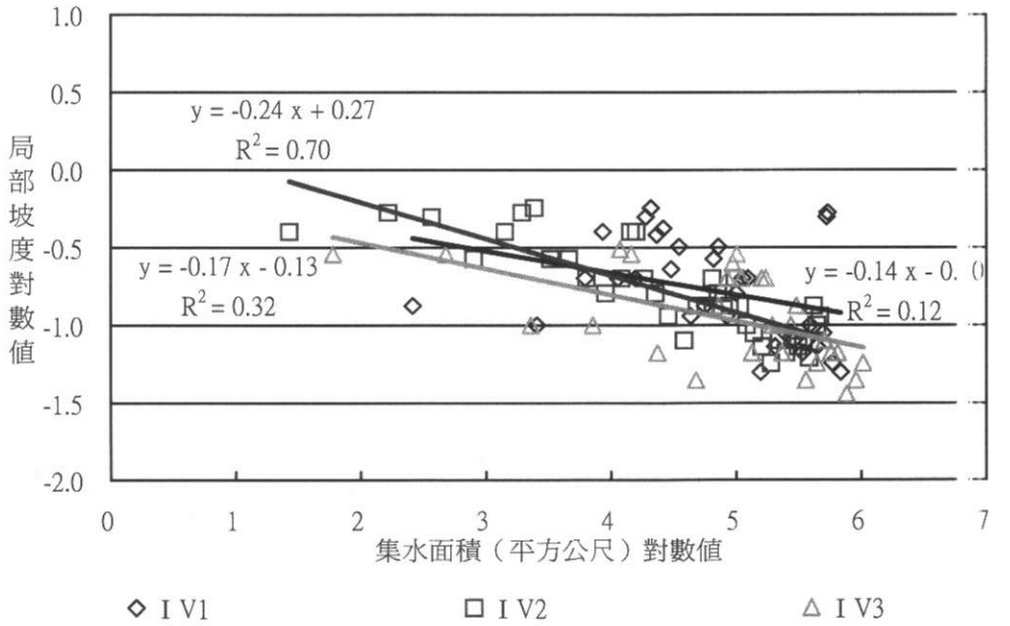


圖 11　Ⅰ區樣本單元主谷集水面積與谷床局部坡度之關係

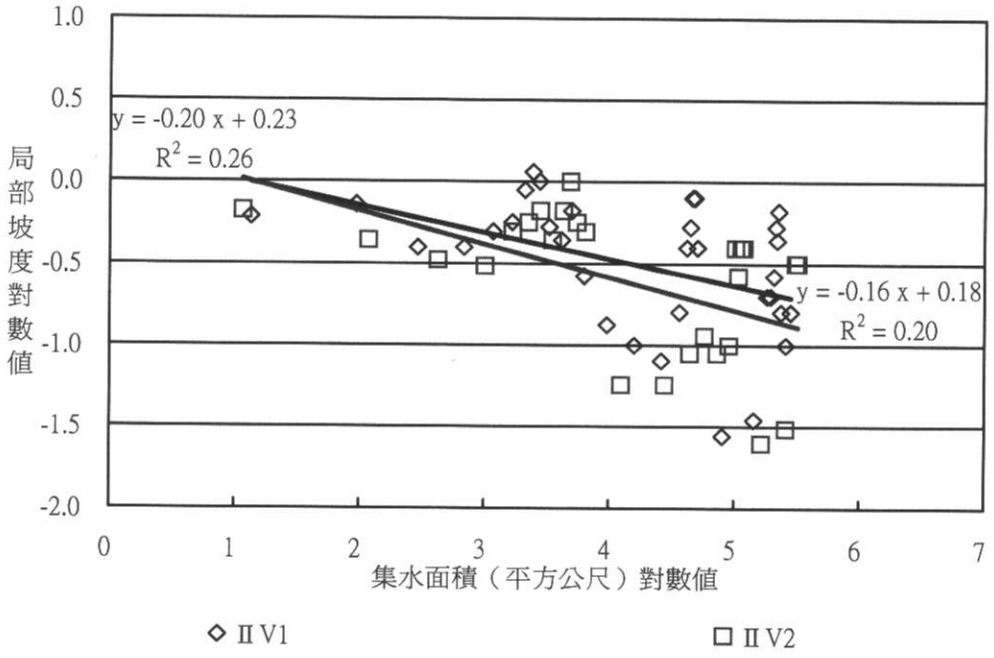


圖 12　II區樣本單元主谷集水面積與谷床局部坡度之關係

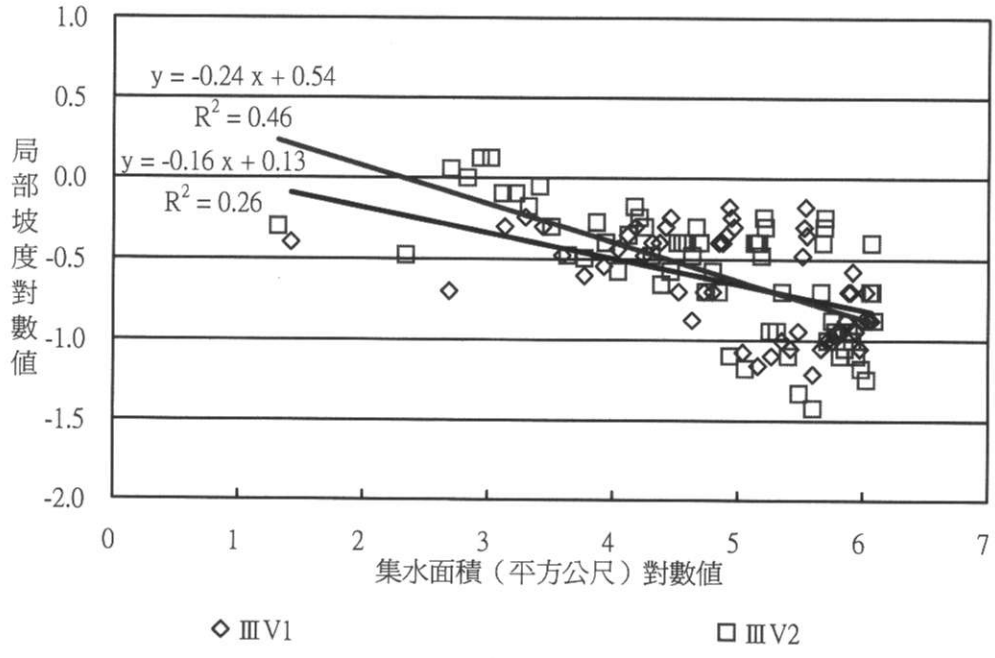


圖 13　III區樣本單元主谷集水面積與谷床局部坡度之關係

Ⅱ區兩條縱剖面源頭處型態爲坡降甚陡的直線或微凸曲線，以下即具上、下兩處平緩直線段。上段直線高程在ⅡV1 單元中介於 225 公尺至 245 公尺，平均坡降爲 10%，在ⅡV2 單元中介於 22[illegible]公尺至 250 公尺，平均坡降爲 8%；下段高程在兩單元中均在 185 公尺至 200 公尺間，平均坡降爲 3[illegible]。Ⅲ區兩處樣本單元的主谷縱剖面型態類似於Ⅱ區，ⅢV1 單元在高程 400 公尺以上接近於直線，[illegible]ⅢV2 單元在高程 380 公尺以上呈凹曲線。其中、下游同樣具有兩處平緩的直線段，上段者高程在兩[illegible]元內皆介於 320 公尺至 350 公尺，平均坡降 7%至 9%，下段者高程在ⅢV1 單元中介於 270 公尺至[illegible]00 公尺，在ⅢV2 單元中爲 250 公尺至 300 公尺，平均坡降均約 9%。Ⅱ、Ⅲ兩分區由於縱剖面型態[illegible]階梯狀，故主谷集水面積對數值與谷床局部坡度對數值間相關性不高。

在Ⅰ區，ⅠV1 單元主谷上游因受初始的臺地地形影響，上半部縱剖面傾向凸曲線型態，[illegible]V2 單元主谷縱剖面則凹曲較明顯，ⅠV3 單元上游處縱剖面具不顯著的階梯狀特徵。三處單元大致在高程 200 公尺以下爲平緩直線，平均坡降相近，ⅠV1 單元及ⅠV2 單元約 8%，ⅠV3 單元略小，約[illegible]6%。三處樣本單元中，ⅠV2 單元主谷集水面積對數值與谷床局部坡度對數值之間相關程度高，兩變數之迴歸式的迴歸係數爲-0.24，此迴歸係數等於公式 1 中的-θ。

(二)討論

以地表逕流侵蝕爲主要發育作用的谷系，一級谷對二級谷之分歧比要低於滲流侵蝕作用主導者，Horton (1945) 的模式及 Schumm 等人 (1995) 的研究結果分別指出了該參數 4 和 5 二值在研判作用類型上的意義。本研究中除了Ⅰ區以外，Ⅱ、Ⅲ區內全數的樣本單元其一級蝕谷對二級蝕谷之分歧比值大於 5，依據這項形貌資訊，應可認爲在Ⅱ、Ⅲ兩處研究分區整體谷系發育過程中，地表逕流侵蝕作用不是居於主導地位。

就蝕谷級序－蝕谷數關係而論，三處研究分區亦均有不少於半數、涵蓋大部面積之樣本單元該關係線在半對數座標上呈遞減凹折，類似美國艾格林空軍基地周遭以滲流侵蝕爲主要地形作用之集水區多具有的型態 (圖 1) (Schumm *et al.*, 1995)，凹折程度平均較之過無不及，只有ⅠV3 單元在該關係線上的型態指示了逕流侵蝕作用主導的可能，本項分析的結果指示了地表逕流侵蝕在各研究分區中皆應非主導的作用類型。

各樣本單元的蝕谷級序與平均長度關係在半對數座標上的型態傾向 Horton 理論直線者有[illegible]V2 單元一處，但亦少見常出現於美國艾格林空軍基地鄰近以滲流侵蝕作用爲主之集水區中的遞增凸折線 (圖 2) (Schumm *et al.*, 1995)，造成這種現象的原因在於研究區中諸多樣本單元之二級支谷或三級支谷長度短於其次級者。以Ⅰ區的ⅠV1 單元及ⅠV3 單元爲例，此兩處樣本單元谷系的平面形狀有如[illegible]觸手，支谷自距谷口不遠處即分別向上游開展，集水區縱深短而寬度大，三級谷的平均長度值明顯偏小，使得蝕谷級序－平均長度關係線在半對數座標上呈現出有別於遞增凸折線或直線的型態，惟這些型態代表何種作用意義尚缺乏研究個案可供比對。

研究分區與樣本單元的平均蝕谷匯合角分布值域落在 55°至 65°之間，與科羅拉多高原及夏威夷群島內以滲流侵蝕作用爲主之谷系相仿，但台灣的工程經驗顯示 (中興工程顧問社，1992)，在相對於科羅拉多高原的砂、頁岩和夏威夷群島的玄武岩，膠結鬆散，透水性良好的礫岩之中，水分的入滲幾乎是全斷面，而非沿著破裂面，節理控制地下水流的顯著性不高；另根據圖面資料粗概估計 Gulick,

2001)，科羅拉多高原艾斯卡蘭提河 (Escalante River) 以東的滲流侵蝕區平均坡降不大於 5%，夏威夷科哈拉火山 (Kohala Volcano) 東北翼滲流侵蝕區平均坡降約 14%，而本研究除 I 區平均坡降約爲 13% 外，其餘分區的平均坡降皆大於 14% (見表 2)。換言之，各研究分區在平均坡降上具有近於或高於科羅拉多高原和夏威夷地區的地表逕流侵蝕潛勢，綜合岩性與坡降的比較，假設研究區內的谷系是受地表逕流侵蝕作用主導，理應呈現出小於科羅拉多高原和夏威夷地區的平均蝕谷匯合角，實際情況卻是不然，顯示前述假設成立的可能性低。不過，從各研究分區坡降較陡的源頭區一級谷的匯合角皆有較小的趨勢來看，地表逕流侵蝕的影響並非全然不存在。

在主谷縱剖面型態以及集水面積－谷床局部坡度關係上，可有以下幾點討論：

1. II 、III兩分區之樣本單元其剖面呈階梯狀，大部由直線段組成，集水面積與谷床局部坡度間缺乏顯著的高度相關，根據比例尺 1/5000 等高線地形圖繪製出的縱剖面雖多非沿行基岩表面，然各平直剖面段的絕對高程與平均坡降在同一分區的兩樣本單元間甚爲相似，上、下段平直剖面高差均不小於 20 公尺，若將此純粹歸因於鬆散土石的堆積而未受基岩影響，實有商榷的餘地。另野外觀察顯示，兩平直段的存在是區內的獨特形貌，緊接 II 區的 I 區中並無此一特徵，剖面上的裂點不是因爲攔沙壩的構築所致，也未發現此處受斷層作用控制的證據 (例如明顯的破裂面或周遭邊坡岩體中具較高比率的破碎礫石)。再者，II 區下段的平直剖面稍低於塊狀礫岩與下伏厚層泥岩的交界面，平均坡降和前述界面在平行方向上的視傾角相去不遠，III 區在下段平直剖面以下則砂、頁岩明顯出露較多，其位置與岩性變化處具有高度的空間關連。以上幾項資訊顯示，II 、III分區谷系發育受地表滲流侵蝕的影響偏弱，由暫棲地下水造成之滲流侵蝕主導的可能性高。

2. I V2 單元其集水面積與谷床局部坡度呈高度的指數相關，迴歸係數爲-0.24。相關研究認爲對於地表逕流侵蝕形成的河谷基岩縱剖面而言，前述兩者統計關係式的指數值 (即式 1 中的-θ) 達-0.3 已是極高 (Howard *et al.*,1994; Whipple and Tucker, 1999)，Whipple (2001) 分析臺灣中央山脈北段東翼典型集水區所獲之值爲-0.43，但本研究計得的指數值 (迴歸係數) 卻顯著較高，若考量河谷受到埋積的影響，假設基岩剖面與埋積谷床剖面型態相近，土石埋積厚度是由上游向下游遞增，則下游基岩剖面的坡度應較埋積谷床略大，換言之，河谷基岩縱剖面的凹曲程度要小於較埋積谷床，在式 1 中的指數值將更高，這顯然不是地表逕流侵蝕作用之典型。

3. I 區中三處樣本單元大體於高程 200 公尺以下的中、下游段河谷縱剖面都呈平緩直線的型態，彼此間平均坡降差異不大，走向也相近。觸口臺地面上的成功國小校區內有一口觀測井 (見圖 5)，井中的平均地下水位深度爲 90 公尺左右，國小之海拔高度在 295 公尺至 300 公尺間，亦即地下水位平均高程爲 205 公尺至 210 公尺。而此井以東大致平行三處單元中、下游主谷走向約 1100 公尺處的清水溪河面高程介於 105 公尺至 110 公尺。假設本研究分區中地下水面整體上乃順地勢向東側的清水溪傾降，估算得其平均坡降爲 8%至 10%，非常接近前述三處樣本單元平直段河谷剖面的平均坡降，此種關連亦指示滲流侵蝕作用在本分區中、下游主蝕谷發育上的角色較爲重要。

分析結果中值得注意的是，同一樣本單元在不同形貌參數上反映出的作用意義並不盡一致，三處研究分區中，此一問題以 I 區最爲明顯 (表 5)。如前文所述，多種地形作用的共同影響下，切割形貌難以完全呈現代表某一作用的典型，甚至可能出現較爲明顯的偏差，故在推斷各研究分區的主導作用類型時，有必要基於所有分析參數集體的主要趨向進行綜合研判。如此，即便 I 區出現符合地表逕流

侵蝕之理論形貌特徵的頻率略高，但整體來看並未強烈地顯示地表逕流侵蝕對於該區河谷的形成有著重要影響。換言之，地表逕流侵蝕在三處研究區中應均非主導谷系發育的作用，反是滲流侵蝕具有較高的可能性。

表 5　研究分區各項形貌參數反映之作用意義

研究分區	樣本單元	面積 (km^2)	形貌參數				
			一級谷對二級谷分歧比	各級蝕谷數目	各級蝕谷平均長度	平均蝕谷匯合角	主谷縱剖面特徵
Ⅰ區	ⅠV1	1.05	○	○	—	○	○
	ⅠV2	0.48	∨	○	∨	○	○
	ⅠV3	1.17	∨	∨	—	○	○
Ⅱ區	ⅡV1	0.32	○	○	○	○	○
	ⅡV2	0.33	○	○	—	○	○
Ⅲ區	ⅢV1	0.64	○	○	—	○	○
	ⅢV2	1.22	○	○	○	○	○

∨：符合地表逕流侵蝕理論特徵；○：類似滲流侵蝕特徵。

結　語

本研究透過一級谷對二級谷之分歧比、各級蝕谷數及平均長度、平均蝕谷匯合角、主谷縱剖面型態與集水面積－谷床局部坡度關係等形貌特徵的分析，評估地表逕流侵蝕作用在礫岩出露區切割地貌發育過程中的主導性。根據上述各項形貌分析結果的綜合研判，並無法顯示出地表逕流侵蝕作用強烈地影響本研究之三處研究分區內的整體谷系形成，亦即地表逕流侵蝕作用的影響或許存在，但是此作用是否具主導地位有待商榷，其中多數反而顯示滲流侵蝕作用的相對重要性較高，特別是縱剖面型態與低透水性岩層及地下水位間有顯著的空間關連，若此點爲真，則不難理解岩層構造最有利於滲流侵蝕作用進行的Ⅱ區 (具下伏層型)，谷系密度值高達 7.57km/km^2，居各研究分區之冠 (表 2)。

謝　辭

本文內容承蒙王鑫、李建堂、林俊全三位教授，以及兩位匿名審稿委員提供意見與斧正，謹此申謝。

參考文獻

王文祥 (1999) 臺灣西部臺地礫石層組織、剪力強度與邊坡穩定關係研究，國立臺灣大學地質學研究

所博士論文頁。

王瑞斌 (2001) 南投九九峰卵礫石之排列及其形狀對坡度的影響，國立臺灣大學地質學研究所碩士論文。

王鑫 (1987) 火炎山地區的自然地理，火炎山自然保留區生態之研究報告，行政院農業委員會 76 年生態研究第 003 號，1-14。

中興工程顧問社 (1992) 臺灣西部走廊高速鐵路基本設計橫坑探查報告。

牛文元 (1992) 理論地理學，北京：商務印書館頁。

林俊全 (1987) 三義火炎山地區的地形和地形作用，火炎山自然保留區生態之研究報告，行政院農業委員會 76 年生態研究第 003 號，69-117。

林俊全 (1994) 礫岩邊坡沖蝕觀測之研究－以臺灣中西部火炎山地區爲例，國立臺灣大學理學院地理學系地理學報，17: 47～64。

倪晉仁、馬蔼乃 (1998) 河流動力地貌學，北京：北京大學出版社。

張石角 (1993) 彰化縣八卦山脈土石開採區規劃及其環境影響評估研究計畫，中華水土保持學會。

陳榮河 (1990) 紅土臺地坍方防治方法之綜合研究，行政院國家科學委員會防災科技研究報告 78-73 號。

經濟部中央地質調查所 (1982) 臺灣地區陸上砂石資源調查與研究報告（第一卷）－北部地區陸上砂石資源。

鄧國雄 (1979) 臺灣西北部紅壤礫石臺地地形之計量研究，私立中國文化學院地學研究所博士論文。

蔡秉儒 (1994) 臺灣西北部臺地地層中礫石之排列方式及其形狀分布對於坡度的影響，國立臺灣大學地質學研究所碩士論文。

賴典章 (1988) 臺灣地區陸上砂石資源之研究，地質，8(1、2): 77～94。

鍾廣吉 (1994) 高雄縣六龜十八羅漢山地區地質地形自然景觀資源調查，臺灣省政府農林廳林務局屏東林區管理處。

丹桂之助 (1932) 〈礫層臺地の平坦度の計測とその比較 (一) 〉，臺灣地學記事，4(1): 1～6。

富田芳郎 (1972) 臺灣地形發達史 研究，東京：古今書院。

Aharonson, O., Zuber, M. T., Rothman, D. H., Schorghofer, N. and Whipple, K. X. (2002) Drainage basins and channel incision on Mars, *Proceedings of the National Acacdemy of Sciences*, 99: 1780-1783.

Baker, V. R. (1986) Fluvial landforms, in Short, N. M. and Blair, R. W. Jr. (eds.), *Geomorphology from Space - A Global Overview of Regional Landforms* (CD-ROM), NASA Special Publication, 486, chapter 4.

Baker, V. R. and Patridge, J. B. (1986) Small Martian valleys: pristine and degrade morphology, *Journal of Geophysical Research*, 91: 3561-3572.

Bryan, R. B. and Jones, J. A. A. (1997) The significance of soil piping processes - inventory and prospect, *Geomorphology*, 20: 209-218.

Calvo-Cases, A. and Harvey, A. M. (1996) Morphology and development of selected badlands in southeast Spain: implication of climatic change, *Earth Surface Processes and Landforms*, 21: 725-735.

Carr, M. H. and Clow, G. D. (1981) Martian channels and valleys: their characteristics, distribution and age,

Icarus, 48: 91-117.

Chorley, R. J., Schumm, S. A. and Sugden, D. E. (1984) *Geomorphology*, London: Methuen & C Ltd., 605pp.

De Hon, R. A., and Washington, P. A. (2000) Implications of sapping channels on Mars, *Lunar and Pl netary Science Conference XXXI Abstracts* (CD-ROM), Lunar and Planetary Institute, abstract #1147.

Dietrich, W. E. and Dunne, T. (1993) The channel head, in Beven, K. and Kirkby, M. J. (eds.), C hannel *Network Hydrology*, Chichester: John Wiley & Sons Inc., 175-220.

Ebisemiju, F. S. (1989) A morphometric approach to gully analysis, *Zeitschrift für Geomorphologie* 33(3): 307-322.

Flint, J. (1974) Stream gradient as a function of order, magnitude and discharge, *Water Resources Re earch*, 19: 969-973.

Gerrard, A. J. (1988) *Rocks and Landforms*, London: Unwin Hyman Ltd.,

Goudie, A. S. (1994) Badlands, in Goudie, A. S., Atkinson, B. W., Gregory, K. J., Simmons, I. G., Stod lart, D. R. and Sugden, D. E. (eds.), *The Encyclopedic Dictionary of Physical Geography* (2r ed.), Massachusetts: Blackwell Publishers Inc., 42-43.

Gregory, K. J. and Gardiner, V. (1975) Drainage density and climate, *Zeitschrift für Geomorpholo ie*, 19: 287-298.

Gulick, V. C. (2001) Origin of the valley networks on Mars: a hydrological perspective, *Geomorphol gy*, 37: 241-268.

Hadley, R. F. and Schumm, S. A. (1961) Sediment sources and drainage basin characteristics i upper Cheyenne River basin, *U. S. Geological Survey Water Supply Paper 1531-B* : 137-197.

Harvey, A. M. and Calvo-Cases, A. (1991) Process interaction and rill development on badland and gullied slopes, *Geomorphology Supplement*, 83: 175-194.

Harvey, A. M. (1992) Process interactions, temporal scales and development of hillslope gully s stems: Howgill Fells, Northwest England, *Geomorphology*, 5: 323-344.

Higgins, C. G. (1984) Piping and sapping: development of landforms by groundwater outflow, In: LaF eur, R. A. (ed.), *Groundwater as a Geomorphic Agent*, Boston: Allen and Unwin, pp.18-58.

Horton, R. E. (1945) Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical app ach to quantitative morphology, *Bulletin of the Geological Society of America*, 56: 275-370.

Howard, A. D. (1971) Optimal angles of stream junction, geometric stability to capture and minimur power criteria, *Water Resources Research*, 7: 863-873.

Howard, A. D. (1988) Introduction: groundwater sapping on Mars and Earth, in Howard, A. D., Koch l, R. C. and Holt, H. E. (eds.), *Sapping Features of the Colorado Plateau - A Comparative Planetary G eology Field Guide*, NASA Special Publication, 491: 1-5.

Howard, A. D. and Kerby, G. (1983) Channel changes in badlands, *Bulletin of the Geological Soc iety of America*, 94: 739-752.

Howard, A. D., Dietrich, W. E. and Seidl, M. A. (1994) Modeling fluvial erosion on regional to continental scales, *Journal of Geophysical Research*, 99: 13971-13986.

Jaumann, R. and Reiss, D. (2002) Nirgal Vallis: evidence for extensive sapping, *Lunar and Planetary Science Conference XXXIII Abstracts* (CD-ROM), Lunar and Planetary Institute, abstract #1579.

Kirkby, M. J. and Chorley, R. J. (1967) Throughflow, overland flow and erosion, *Bulletin of the International Association for Hydrological Sciences*, 12: 5-21.

Kochel, R. C., Howard, A. D. and MacLane Ⅲ, C. F. (1985) Channel networks developed by groundwater sapping in fine-grained sediments: analogs in some Martian valleys, in Woldenberg, M. J. (ed.), *Models in Geomorphology*, Boston: Allen & Unwin: 313-341.

Kochel, R. C. and Piper, J. F. (1986) Morphology of large valleys on Hawaii: evidence for groundwater sapping and comparison with Martian valleys, *Journal of Geophysical Research*, 91: E175-E192.

Kochel, R. C. and Baker, V. R. (1990) Case study: Ground-water sapping and the geomorphologic development of large Hawaiian valleys, in Higgins, C. G. and Coates, D. R. (eds.), *Groundwater Geomorphology - the Role of Subsurface Water in Earth Surface Processes and Landforms*, Geological Society of America Special Paper 252, pp.245-257.

Laity, J. E. (1988) The role of groundwater sapping in valley evolution on the Colorado Plateau, in Howard, A. D., Kochel, R. C. and Holt, H. E. (eds.), *Sapping Features of the Colorado Plateau - A Comparative Planetary Geology Field Guide*, NASA Special Publication, 491: 63-70.

Laity, J. E. and Malin, M. C. (1985) Sapping processes and the development of theater headed: valley networks on the Colorado Plateau, *Bulletin of the Geological Society of America*, 94(2): 203-217.

Melton, M. A. (1957) *An Analysis of the Relations among Elements of Climate, Surface Properties and Geomorphology*, Technical Report 11, Project NR 389-042, Office of Naval Research, Department of Geology, Columbia University.

Nelson, R. S., Malone, D. H., Jacobson, R. J. and Frankie, W. T. (1997) *Guide to the Geology of Buffalo Rock and Matthiessen State Parks Area, La Salle County, Illinois*, Illinois State Geological Survey.

Rapp, A. (1960)Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, northern Scandinavia, *Geografiska Annaler*, 42A: 65-200.

Schumm, S. A. (1956)Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey, *Bulletin of the Geological Society of America*, 67: 597-646.

Schumm, S. A. (1991) *To Interpret the Earth - Ten Ways to be Wrong*, Cambridge: Cambridge University Press.

Schumm, S. A., Boyd, K. F., Wolff, C. G. and Spitz, W. J. (1995) A groundwater sapping landscape in the Florida Panhandle, *Geomorphology*, 12: 281-297.

Sharp, R. P. and Malin, M. C. (1975) Channels on Mars, *Bulletin of the Geological Society of America*, 86: 593-609.

Small, R. J. (1978) *The Study of Landforms - A Textbook of Geomorphology* (2nd ed.), Cambridge:

Cambridge University Press.

Strahler, A. N. (1950) Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution an lysis, *American Journal of Science*, 248: 673-696, 800-814.

Strahler, A. N. (1957) Quantitative analysis of watershed geomorphology, *Transactions of An rican Geophysical Union,* 38(6): 913-920.

Tanaka, Y. and Agata, Y. (1997) Effects of runoff characteristics on the difference of drainage density i Soya hill, northern Japan, *Proceedings of the 30th International Geological Congress (Environ ental Geology)*, vol. 24: 63-74.

Tarboton, D. G., Bras, R. L. and Rodriguez-Iturbe, I. (1989) Scaling and elevation in river networks, *Water Resources Research*, 25(9): 2037-2051.

Way, D. S. (1978) Terrain Analysis - A Guide to Site Selection Using Aerial Photographic Interpretatic n (2nd ed.), Stroudsburg: Dowden, Hutchinson & Ross Inc.

Whipple, K. X. and Tucker, G. E. (1999) Dynamics of the stream power river incision model: implicati ns for height limits of mountain ranges, landscape response timescales and research needs, *Jour al of Geophysical Research,* 104: 17661-17674.

Whipple, K. X. (2001) Fluvial landscape response time: how plausible is steady-state denudation? *An rican Journal of Science*, 301: 313-325.

Williams, R. M. E. and Phillips, R. J. (2001) Morphometric measurements of Martian valley network from Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) data, *Journal of Geophysical Research*, 106: 23737-23751.

Young, A. (1972) *Slopes*, London and New York: Longman Group Ltd.

92 年 2 月 22 日　收稿
92 年 4 月 16 日　修正
92 年 4 月 30 日　接受