地理學報　第五十四期：79-94 (2008)
JOURNAL OF GEOGRAPHICAL SCIENCE (54) : 79-94 (2008)

臺灣山脈地形演育的測高曲線與高程頻率分佈形態

Features of Hypsometric Curve and Elevation Frequency Histogram of Mountain Topography Evolution in Taiwan

陳彥傑*

Yen-Chieh Chen

Abstract

The hypsometric curve and elevation frequency histogram of river basins can reflect evolution of topography and abundance distribution of land residual in river basins. In the central ranges of Taiwan orogenic belt, the hypsometric curves are S-type and the elevation frequency histograms are proved to be a normal distribution by $\chi 2$-test. Both results show that the uplifting and denudation in the area should reach the culminating stage defined by Ohmori (1993). In the coastal ranges, the HI values of basins are low, the hypsometric curves are concave type, and the elevation frequency concentrates in low elevations. Summarizing the conclusions above, we find that in the Taiwan orogenic belt, the variation of hypsometric curves of mountain topography shows an Ohmori cycle and the elevation frequency histograms will finally evolve into a normal distribution.

Keywords: steady-state range, morphotectonic index, hypsometric curve, elevation frequency histogram, x^2-test.

* 嘉南藥理科技大學觀光事業管理系助理教授
Assistant Professor, Department of Tourism Management, Chia-Nan University of Pharmacy and Science.

摘　要

集水盆地的測高曲線與高程頻率分佈形態，可反應該集水盆地的地形演育期與其內所殘留的土地體積分佈狀態。臺灣造山帶的中央山脈地形區，其測高曲線呈現 S 形，而次集水盆地的高程頻率分佈則以 χ^2-檢定證明爲近似常態分佈，顯示此地形區的抬升與剝蝕作用達到 Ohmori (1993) 的巔峰期。海岸山脈的面積高度積分值偏低，測高曲線呈現凹形，高程頻率分佈主要在低高程的部分。綜合以上結果，臺灣造山帶山脈地形的測高曲線形態變化呈現出一個 Ohmori 循環，而高程頻率分佈的形態則終將演化至常態分佈。

關鍵字：均衡山脈、構造地形指標、測高曲線、高程頻率分佈、x^2 (卡方) 檢定

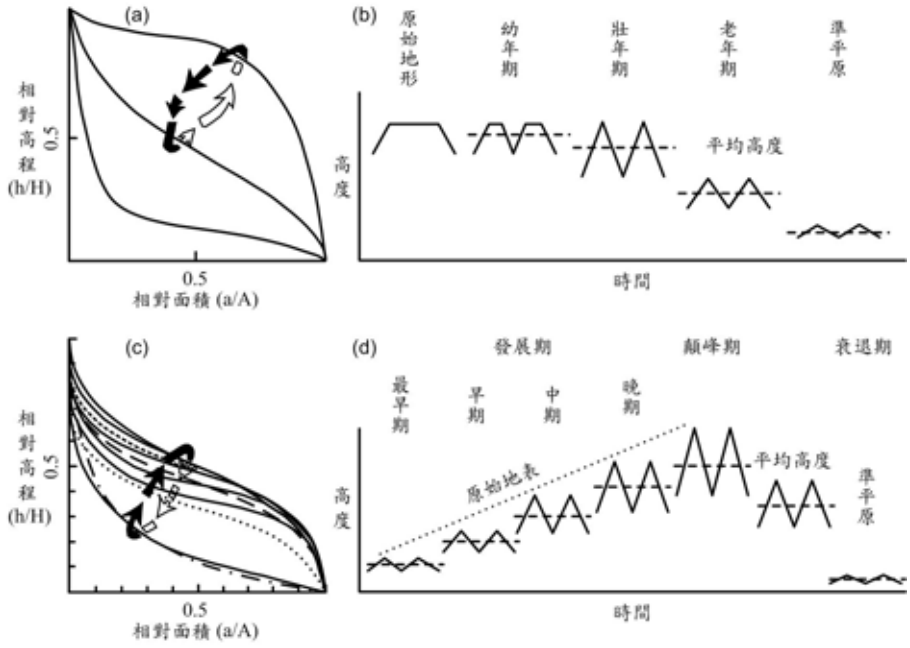
前　言

在幾何上，地形是指「地表在空間中所呈現出的二維半圖像 (另外半維則埋藏在地表面下)」，主要是由岩性構造等地質作用與風化侵蝕等地形作用所共同形塑。構造活動的速率通常十分緩慢，其效果常需長期累積才能較爲明顯，因此即使是精密的測量儀器，若無法反應較爲長期的變化，其結果便會與真實的活動性有所落差。地形特徵不僅能反應岩層位態與岩性等較小時空尺度的差異，由地殼變動所產生之較大時空尺度的構造運動，也能藉由分析地表地形的變動程度而加以系統化的描述 (Bloom, 1991)。構造地形學 (morphotectonic) 便針對探討構造運動對地形所造成的變化，將地形分析的方法應用到構造活動的分析上，並嘗試利用定量的構造地形指標來描述地表形貌的變動。許多構造地形指標已被發展用來偵測這些地形的變動 (Keller and Pinter, 1996; Sung *et al.*, 1998; Chen *et al*., 2003; 陳彥傑等，2005; Chen *et al*., 2006; 陳彥傑等，2007; Christine *et al*., 2007)，例如：三維實體性 (volumetric form) 描述的面積高度積分 (hypsometric integral, HI)、二維面性 (areal form) 描述的地形碎形參數 (topography fractal parameters) 及流域對稱度 (drainage basin asymmetry)、一維線性 (linear form) 描述的河流坡降指標 (stream-gradient index) 與 Hack 剖面、山脈前緣蜿蜒度 (mountain front sinuosity)、曲流蜿蜒度 (river channel sinuosity) 及河谷寬深比 (valley width-depth ratio) 等 (Thorn, 1988；陳彥傑，2004)。

面積高度積分 (HI) 是以二維的測高曲線 (hypsometric curve) 架構來描述地表被侵蝕後的三維體積殘存率 (Thorn, 1988)，是唯一屬於三維描述的構造地形指標，其可反應地形的演育程度，而地形的演育又常與地殼變動有關。Lifton and Chase (1992)、Masek *et al.* (1994)、Hurtrez *et al*. (1999) 與陳彥傑等 (2005) 的研究皆發現，集水盆地的 HI 值與地殼抬升率之間具有顯著的相關性，並會受到構造活動、岩性、氣候特色等天然因素的影響。Hurtrez *et al*. (1999)、Chen (1999)、Chen *et al*. (2003)、陳彥傑 (2004) 與陳彥傑等 (2005) 在臺灣造山帶的研究指出，流域內次集水盆地的 HI 值分佈特徵，在中~小尺度方面可反應近期活動的褶皺構造，並受到「空間依賴 (spatial dependence)」與「面積依賴 (area dependence)」因素的影響，而在大尺度方面則與臺灣地體生成的時序相關。

此外，集水盆地的測高曲線形態亦已被廣泛地應用於地形演育的探討，並藉以判斷集水盆地的地

形演育期 (Strahler, 1952; Ohmori, 1993; Willgoose, 1994; Chen *et al*., 2003)。Strahler (1952) 以 Davis 的地形侵蝕循環爲依據，認爲地表在一次迅速的造山抬升後，構造活動便趨於穩定，侵蝕作用成爲形塑地表的主要作用，結果集水盆地的 HI 值便隨著演育時間的增長而逐漸變低。演育階段爲幼年期的集水盆地，其風化侵蝕程度較低，HI 值較高 (HI>0.6)，測高曲線呈凸型，而壯~老年期的集水盆地，其 HI 值則居中 (0.4<HI<0.6)，測高曲線呈 S 形，此時若有再一次迅速的造山抬升，則演育階段又會再回到幼年期，否則由於地形持續受到風化與侵蝕，集水盆地剩餘的土地體積漸少，測高曲線會趨於凹形，HI 值較低 (HI<0.4)，相當於老年期的殘丘 (Monadnock) 階段 (圖 1a, b)。然而，在抬升作用強烈的造山帶地區 (例如：臺灣、日本)，集水盆地的 HI 值常反應了集水盆地同時受到持續抬升與侵蝕的結果，強烈的抬升作用常使得集水盆地的演育階段停留在幼年~壯年期，與 Strahler (1952) 所提出之地形在一次抬升後即主要以侵蝕作用爲主的構造穩定陸塊區 (圖 1c, d) 概念不同。黃朝恩 (1980) 在分析臺灣造山帶 30 條流域面積大於 10km^2 之主要河流的全流域 HI，並探討其地形演育與 HI 的關係後發現，臺灣



資料來源：Strahler (1952); Ohmori (1993)。

說明：(a) 與 (b) 為 Strahler (1952) 模式：地表於一次抬升後，即受侵蝕而逐漸低緩的地形演育過程，其 HI 值將逐漸降低，而高差則先逐漸增加再逐漸降低，測高曲線由凸~S 形；(c) 與 (d) 為 Ohmori (1993) 模式：地表同時受到抬升與侵蝕作用下的地形演育情形，其 HI 值與高差皆先逐漸增加，而後再逐漸降低，測高曲線由凹~S 形。

圖 1 測高曲線形態與地形演育期循環

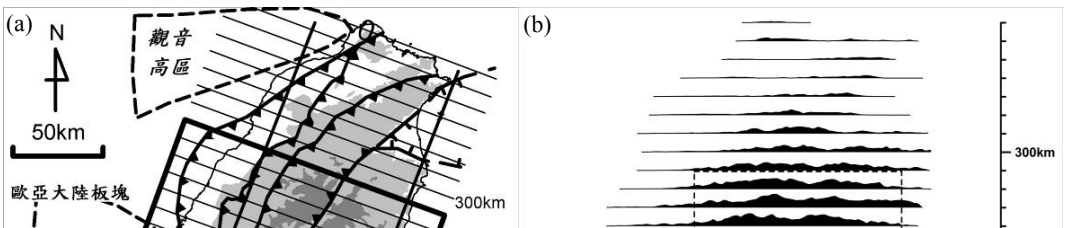
Fig. 1. Hypsometric curve patterns and the cycle of topography evolution stages.

主要河流的集水盆地大多屬於壯年期階段。Ohmori (1993) 的模式認爲，地形在同時受到抬升與侵蝕的

作用下，其演育可分爲三個時期：1. 地表因抬升作用使得山脈高度與起伏度不斷增加的發展期 (developing stage)；2. 山脈達到最高高度與最大起伏度的巔峰期 (culminating stage)；3. 抬升作用停止後高度和起伏度逐漸降低的衰退期 (declining stage) (圖 1d)。他亦利用電腦模擬同時給定抬升與侵蝕條件之集水盆地的測高曲線變化情形，並與日本實際集水盆地的 HI 分析結果對照後，認爲集水盆地在一邊抬升、一邊侵蝕的演育條件下，隨著構造抬升的活動、停止、再活動，HI 值會呈現漸增、減小、再漸增的循環 (圖 1c)，而其測高曲線的變化則是從凹形逐漸往 S 形發展然後再回到凹形的一個循環過程。在臺灣造山帶，張瑞津 (1975) 分析位於臺灣丘陵區和山地區面積在 20~30km^2 之河流的流域 HI 及測高曲線後發現，丘陵區的 HI 值約在 0.29-0.51 之間，測高曲線爲凹~S 形，而山地區的 HI 值則約在 0.53-0.60 之間，測高曲線爲 S 或略凸形。

臺灣造山帶源自約五百萬年前的呂宋島弧 (Luzon arc) 與中國大陸邊緣「斜向」碰撞 (Seno, 1977; Ho, 1986; Teng, 1987; 1990)，由於碰撞的時序是由北向南進行，因此臺灣山脈的形成亦是由北部先抬升然後逐漸向南發展，其擴展速率大約是 90km/Ma (Suppe, 1981)。因此，空間上由臺灣山脈南端向北推移九十公里，相當於時間上回溯一百萬年的造山歷程 (圖 2a)。利用此一「時空對等 (time-space equivalence)」的關係，由臺灣南端爲起點向北檢視 (圖 2b)，山脈的高度不斷上升，約在 120~290km (相當於 1.33~3.22Ma) 之區段的中央山脈，造山所造成的物質增加率與剝蝕所造成的物質流失率達到平衡，即處於「均衡山脈 (steady-state range)」的狀態 (Drew *et al*., 2007)。而由於沖繩海槽 (Okinawa Trough) 的弧後擴張，使得造山的作用在臺灣北部已減弱或甚至停止 (Lee, 1986; Teng *et al*., 2001; Teng, 1996)，而南部的碰撞才剛開始 (Stark and Hovius, 1998; Suppe, 1984; 1987)。因此，位於臺灣南部 (約 0~120km，相當於 0~1.33Ma) 的山脈應屬於抬升大於剝蝕的「成長山脈 (growing range)」狀態 (Stark and Hovius, 1998)，是爲一「前均衡 (pre-steady-state)」地形，而北部 (約 290~370km，相當於 3.22~4.11Ma) 的山脈則屬於剝蝕大於抬升的「崩塌山脈 (decaying range)」狀態 (Teng *et al*., 2001; Teng, 1996)，是爲一「後均衡 (post-steady-state)」地形。

HI 值可反應臺灣地體生成的時序 (陳彥傑，2004)，然而由於 HI 值是測高曲線下方面積的積分 (Strahler, 1952)，因此具有相同 HI 值的集水盆地，其測高曲線亦可能會不同。此外，從測高曲線的形態亦可了解集水盆地內所殘留之土地的高程頻率分佈形態。因此，在探討集水盆地 HI 值的同時，若能配合測高曲線與高程頻率分佈形態，則具有相同 HI 值的集水盆地將可進一步被辨識與定義。由於臺灣造山帶具有特殊的地體演育架構，正好提供了一個可同時探討三階段均衡地形之測高曲線與高程頻率分佈形態的良好範例。因此，本研究即以整個臺灣造山帶爲對象，利用 HI 的地形分析爲方法，探討臺灣造山帶各不同演育階段山脈地形的測高曲線與高程頻率分佈形態。



資料來源：Suppe (1981)。

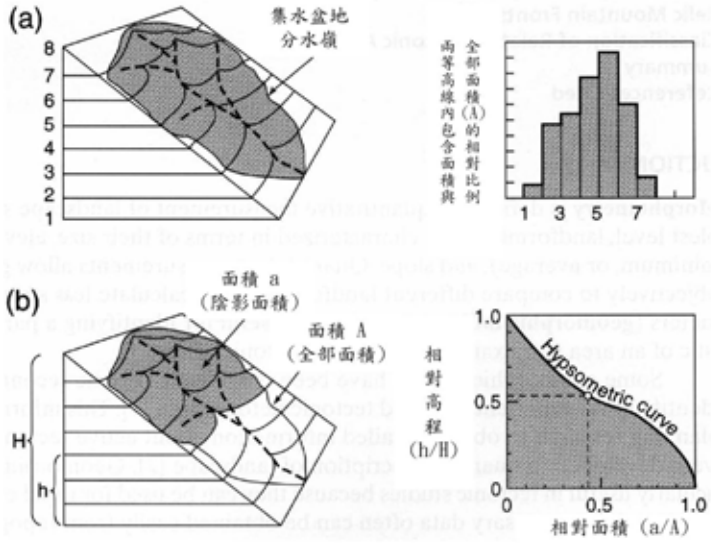
說明：(a) 淺灰色區域為 200m-2,000m 等高線間的山地區，暗灰色區域為 2,000m 等高線以上的山地區，排列方向呈 N20°E 的平行直線為 (b) 中各地形剖面的位置，其空間距離從位於臺灣最南端定義為 0km 的剖面開始。

圖 2 臺灣均衡山脈位置圖

Fig. 2. Steady-state ranges in Taiwan.

測高曲線與高程頻率分佈

Strahler (1952) 提出以集水盆地的相對高度比 (h/H) 爲縱軸、相對面積比 (a/A) 爲橫軸，繪出的曲線 (圖 3b) 稱爲集水盆地的測高曲線 (hypsometric curve)，其中 h 爲集水盆地內某一高程與最低高程的高差，H 爲該集水盆地的最大高差，a 爲集水盆地內某一高程的截面積，A 爲該集水盆地最低高程的截面積。測高曲線下方的面積即爲 HI 值，代表了該集水盆地的原始地形面在受到風化、侵蝕作用後所殘留在地表的土地體積比例。如圖 3a 所示 (Mayer, 1990)，整個集水盆地的高差被橫切成 8 個相等的間距，此即「分段高程 (Altitudinal Class)」，然後計算每個間距 (兩等高線)「之內」所包含面積與全部面積 (A) 的相對比例 (Relative Abundance)，亦即「分段高程內的相對面積」，即可製成高程頻率分佈圖。若計算每個間距「之內及其以上」所包含面積 (a) 與全部面積 (A) 的相對比例 (Relative area, a/A)，則可製成測高曲線。由於本研究初步對臺灣山脈地形區進行大尺度的探討，因此所分析之集水盆地的高差，將皆簡單橫切成 10 個分段高程 (張韻嫻，2003；陳彥傑，2004)，以便於計算測繪其測高曲線和高程頻率分佈圖。



資料來源：Mayer (1990)。

圖 3 測高曲線與高程頻率分佈圖的計算方式

Fig. 3. The conceptions of the measurement of elevation frequency histograms and hypsometric curves.

由於 HI 值是測高曲線下方面積的積分，不同形態的測高曲線其 HI 值卻有可能相同。如圖 4 所示，圖中三個次集水盆地都具有相同的 HI 值 0.54，但其測高曲線卻呈現不同的形態，一爲 S 形 (上凹下凸的凹凸形)，一爲凸形，另一則爲上凸下凹的凸凹形。S 形測高曲線的集水盆地其面積主要分佈在中間高程的部分，凸形測高曲線的集水盆地其面積大致上平均分佈在每個高程中，而凸凹形測高曲線的集水盆地其面積主要出現在最低與最高高程，中間高程的面積反而比較少。因此，在分析 HI 值的分佈時，若能進一步配合測高曲線形態的分析，必能對其地形的演育有更深入的了解。

臺灣造山帶的測高曲線與高程頻率分佈圖特徵

臺灣造山帶位於歐亞大陸板塊和菲律賓海板塊交界地帶，構造活動頻繁，地質狀況也與構造穩定的古陸塊地區不同，爲了探討不同的山脈地形區和地質區的 HI 值與測高曲線形態所代表的意義，本研究依據陳彥傑等 (2003) 的臺灣地區 HI 值分佈，並參考何春蓀 (1986) 的地質分區與陳培源 (1999) 的地形分區，將臺灣造山帶的山脈地形大致劃分成二個主要地形區：A. 中央山脈地形區、B. 海岸山脈地形區，及其若干次地形區 (圖 5) (張韻嫻，2003；陳彥傑，2004)。其中，脊樑山脈區位於中央山脈東側，而雪山山脈區與阿里山山脈區則是位於中央山脈西側。圖 6 與圖 7 爲二個主地形區的測高曲線與高程頻率分佈圖。由於在二個主地形區中的各次地形區都包含有許多次集水盆地，而每個次集水盆地都可測繪出一條測高曲線，因此在測繪完個別次集水盆地的測高曲線後，還需要計算出這些測高曲線的「平均測高曲線」、「標準差曲線」與「平均高程頻率分佈圖」，而平均測高曲線下方的面積即爲該地形區的「平均 HI 值 (Average HI)」。

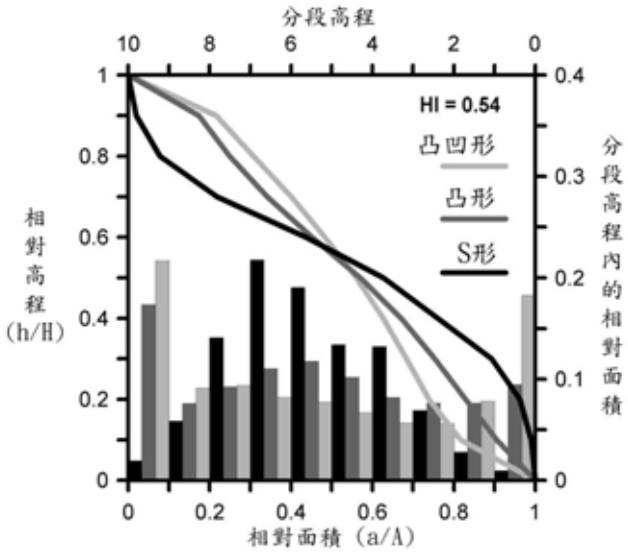


圖 4 具有相同 HI 值之不同形態測高曲線的高程頻率分佈差異

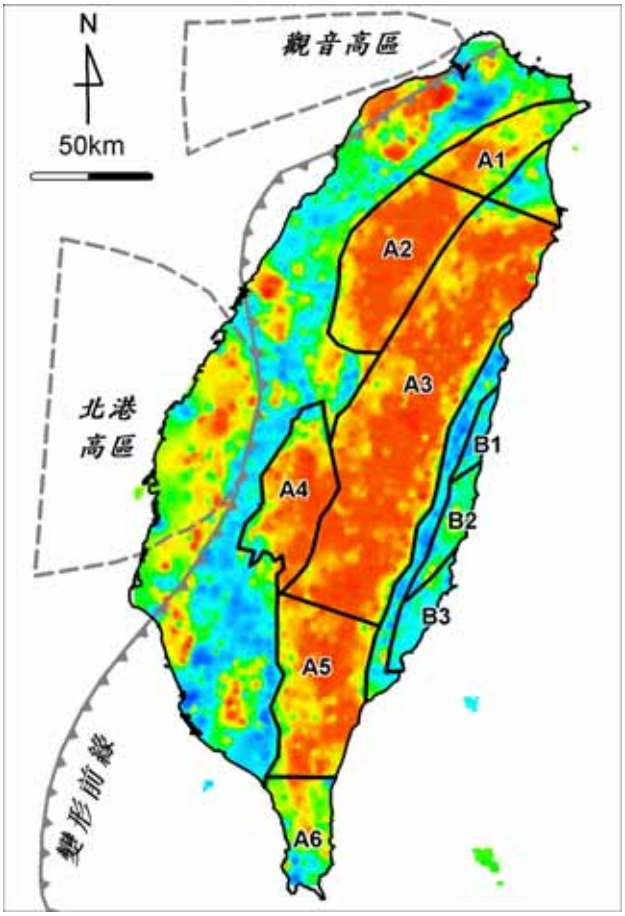
Fig. 4. The comparison of elevation frequency histograms between the different types of hypsometric curves with the same HI value.

在各次地形區中，用以測繪測高曲線的各次集水盆地，取自陳彥傑等 (2003) 以臺灣 40m 解析度數值地形模型 (Digital Terrain Model, DTM) 萃取次集水盆地的結果，是令初始集流閾值爲 3km^2 時所劃分出的一級河集水盆地 (Chen *et al.*, 2003)。臺灣 40mDTM 爲 1980 年代臺灣農林航測所測製，其空間解析度爲 40m×40m，座標投影系統爲 TWD67 二度分帶橫麥卡脫投影 (Universal Transverse Mercator, zone 51)，本島部份共有 4,627 幅，尚缺 840 幅 (李錫堤, 1994)。缺幅部份由國立中央大學應用地質研究所數化自五千分之一及一萬分之一像片基本圖，並經接幅及除錯而成。陳彥傑 (2004) 曾將其進一步修補校正以提高正確度，並利用碎行理論 (Sung and Chen, 2004) 證明其適用於集水盆地等級的地形分析。

(一) 中央山脈地形區 (圖 6)：

此地形區包含雪山北部 (A1，包含有 31 個次集水盆地)，雪山山脈 (A2，包含有 34 個次集水盆地)，脊樑山脈 (A3，包含有 34 個次集水盆地)，阿里山脈 (A4，包含有 34 個次集水盆地)，大武山脈 (A5，包含有 30 個次集水盆地)，恆春半島 (A6，包含有 28 個次集水盆地)，其平均測高曲線皆非常一致的呈現 S 形，平均 HI 值約 0.45~0.50，高程頻率主要分佈在中高程，近似常態分佈。

Ohmori (1993) 利用電腦模擬的結果指出，當造山運動達到顛峰期時，集水盆地的高程頻率會呈現主要分佈在中高程且爲常態分佈 (normal distribution) 的狀況。然而真實的地形要達到完全常態分佈是很難的，因此爲了判斷中央山脈地形區中，各次地形區的高程頻率分佈是否「近似」於常態分佈，本研究進一步對六個次地形區的高程頻率分佈以常態分佈函數進行擬合 (normal distribution fitting)，並以「卡方 (chi-square) -檢定 (-test)」進行適合度檢定 (goodness of fit test) 分析 (Casella and Berger,



資料來源：修改自陳彥傑 (2004)。

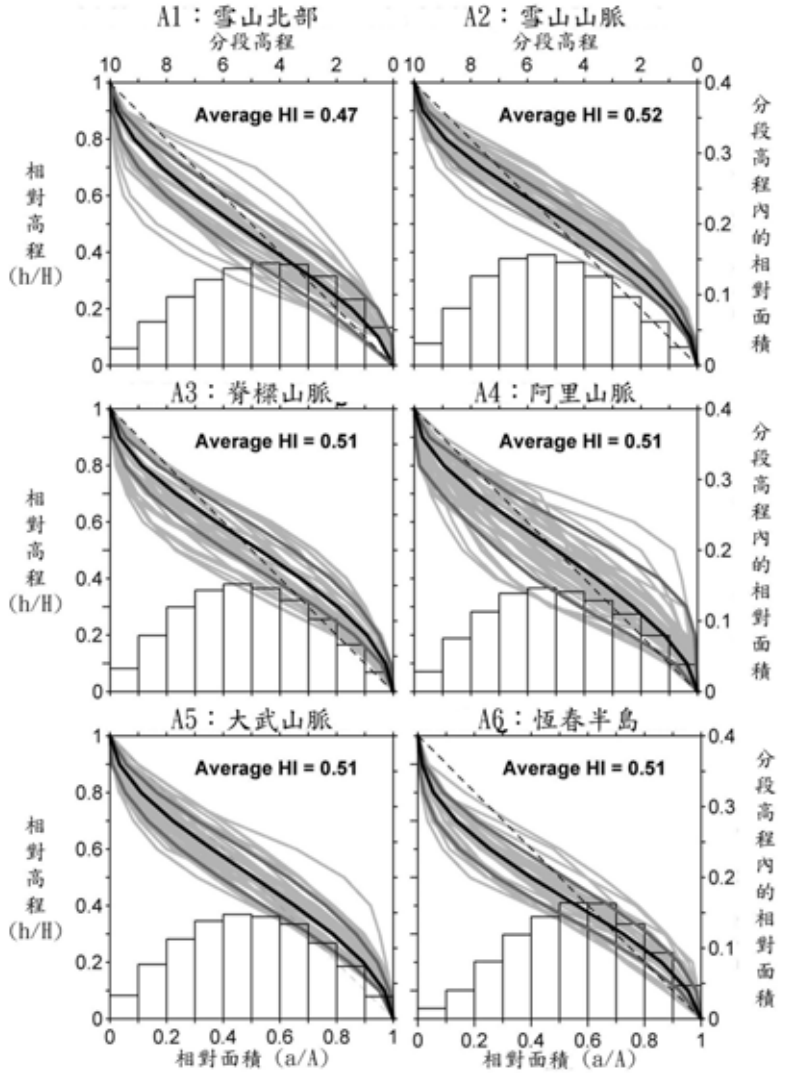
圖 5 臺灣地區 HI 值分佈與地形區分區圖

Fig. 5. The HI distribution of Taiwan orogenic belt and topographic provinces.

2002)。x^2-檢定可用來求證「樣本的分佈是否服從某種或然函數的分佈 (probability distribution function)」，而在本研究中亦即求證地形區的高程頻率分佈與常態分佈函數之間的差異性，其假設檢定爲 (α=0.05)：

H_0：次地形區的高程頻率分佈服從所擬合的常態分佈函數，

H_1：拒絕 H_0。



說明：黑色實曲線即為平均測高曲線，黑色虛曲線為正負一個標準差曲線，而淺灰色曲線則為每個次集水盆地個別的測高曲線。

圖 6 中央山脈地形區的測高曲線與高程頻率分佈圖

Fig. 6. The figures of the hypsometric curves and the elevation frequency histograms of the Central Mountain terrain area.

表 1 爲中央山脈地形區中六個次地形區的 x^2-檢定分析結果，其中「p 值」爲「與 α 值比較以決定接受或拒絕 H_0 的機率值」，而「p 值的大小可視爲反對 H_0 的強度量值（The p-value serves as a measure of the strength of evidence against H_0.)」(Richard and Tsui, 1998)。若 p 值＜α 且愈低，H_0 愈強烈被拒絕，代表該地形區的高程頻率分佈服從所擬合的常態分佈函數的機率也愈低，簡單的說，就是該地形區的

高程頻率分佈與所擬合的常態分佈函數之間是存在顯著差異的 (highly statistically significant)；而若該地形區的高程頻率分佈完全服從所擬合的常態分佈函數，則 p = 1。在表 1 中，各次地形區的 p 值皆很高，皆大於 0.862 (>α)，H_0 強烈被接受，或可說其高程頻率分佈有 86.2% 以上強度服從所擬合的常態分佈函數，顯示這些地形區的高程頻率分佈皆十分近似於常態分佈。

表 1 中央山脈各次地形區之高程頻率分佈的 x^2-檢定以及偏態與峰度的分析結果

Table 1. Chi2-examination, skewness and peak analysis results of elevation frequency histogram of Central Mountain Range various terrains.

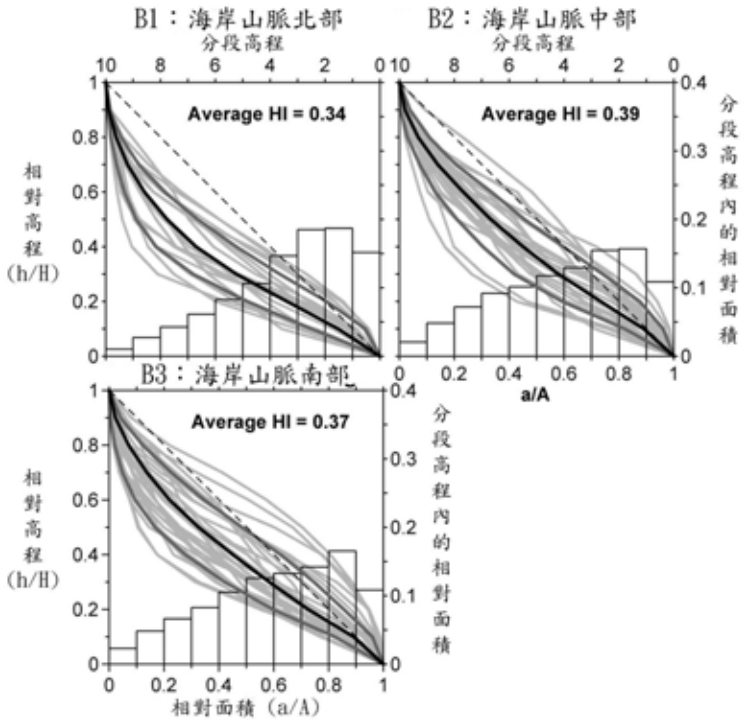
中央山脈次地形區	x^2 值	p 值	偏態	峰度
雪山北部 (A1)	2.409	0.879	0.200	-0.719
雪山山脈 (A2)	2.337	0.886	-0.089	-0.624
脊樑山脈 (A3)	2.244	0.896	-0.038	-0.605
阿里山脈 (A4)	1.230	0.942	-0.027	-0.740
大武山脈 (A5)	2.285	0.892	-0.064	-0.773
恆春半島 (A6)	1.113	0.981	0.198	-0.603

此外，同樣是近似常態分佈函數，但其偏態 (skewness) 與峰度 (kurtosis) 亦會有所不同，而常態分佈函數的偏態與峰度皆爲 0。偏態是指「一個分佈函數以其平均值爲中心的不對稱程度」，正的偏態值表示該分佈函數有一個不對稱的尾端向正值方向延伸，而負的偏態值則表示該分佈函數有一個不對稱的尾端向負值方向延伸。在本研究中，由於高程頻率分佈的橫軸 (Altitudinal Class) (圖 8) 是由右向左漸增，亦即向左爲正，而向右爲負，因此，正的偏態值會使分佈向右偏，而負的偏態值則會使分佈向左偏。峰度是指「某一分佈與常態分佈相比較時，該分佈的尖峰值分佈相對而言是較爲集中或是較爲平坦的程度」，正的峰度值表示該分佈的尖峰值分佈相對上較爲集中，而負的峰度值則表示該分佈的尖峰值分佈相對上較爲平坦。在表 1 中，中央山脈地形區的雪山山脈、脊樑山脈、阿里山脈與大武山脈的偏態皆爲負值，亦即其高程頻率分佈偏高高程，雪山北部與恆春半島的偏態則爲正值，亦即其高程頻率分佈偏低高程。在峰度方面，表 1 中所有次地形區的峰度值皆爲負值，表示其高程頻率分佈的尖峰值分佈相對於常態分佈而言，呈現較爲平坦的狀態。在中央山脈地形區中，偏態值較低的次地形區爲脊樑山脈與阿里山脈，而峰度值較低的次地形區則爲雪山山脈、脊樑山脈與恆春半島。在本研究中，高程頻率分佈的偏態值與峰度值愈低，表示其愈接近常態分佈。因此，中央山脈地形區的高程頻率分佈由恆春半島向北以及由雪山北部向南，其偏態值的變化有從正值 (偏低高程) 向負值 (偏高高程) 演變的趨勢，而峰度值雖皆爲負值 (較爲平坦)，但其值的變化則有從值較低演變爲值較高的趨勢，其結果使得在脊樑山脈地形區時其高程頻率分佈最接近常態分佈。

本研究進一步將此一現象與成長、均衡、崩塌等三個山脈地形的演育階段 (Suppe, 1981; Chen *et al.*, 2006) 進行綜合分析。當山脈地形由成長山脈向均衡山脈發展時，其高程頻率分佈的偏態會從偏低高程向中~高高程演變，而尖峰值分佈則會愈來愈集中；當山脈地形由均衡山脈向崩塌山脈發展時，其偏

態則又會從中~高高程向低高程演變，而尖峰值分佈則會愈來愈平坦。由以上分析可知，山脈地形由成長到均衡再到崩塌的演育階段，亦可從集水盆地高程頻率分佈形態的演變上探知一二。依據 Ohmori (1993) 的地形演育模式，當造山運動達到巔峰期時，除了集水盆地的平均 HI 值達到最高且測高曲線呈現 S 形之外，其高程頻率亦會呈現主要分佈在中高程且近似常態分佈的狀況，因此推論中央山脈地形區的造山運動應已達到巔峰期。雪山北部平均 HI 值的降低反應了其山脈高度逐漸減緩的崩塌山脈性質，且其地形區內 HI 值的分佈亦呈現向北遞減的趨勢 (圖 5)，顯示其在發展至巔峰期後，抬升作用因沖繩海槽的弧後擴張影響而降低，結果侵蝕作用相對增加，故正處於衰退期。恆春半島與大武山脈爲正處於抬升大於侵蝕的成長期山脈，其地形區內 HI 值的分佈亦呈現向北遞增的趨勢 (圖 5)，顯示其逐漸往巔峰期發展。然而，若單從測高曲線形態上來看，雪山北部與恆春半島兩者都呈現 S 形，似乎無法分辨山脈地形是否處於衰退期或是成長期，可能必需參考其他的參數 (如：平均高度、起伏度、造山年代等) 才能分辨兩者之不同。

(二) 海岸山脈地形區 (圖 7)：



說明：黑色實曲線即為平均測高曲線，黑色虛曲線為正負一個標準差曲線，而淺灰色曲線則為每個次集水盆地個別的測高曲線。

圖 7 海岸山脈地形區的測高曲線與高程頻率分佈圖

Fig. 7. The hypsometric curve of seacoast sierra terrain areas and the elevation frequency histogram map.

此地形區包含三個次地形區，其平均測高曲線皆呈現凹形，平均 HI 值北部 (B1，包含有 19 個次集水盆地) 最低 (0.34)，中部 (B2，包含有 26 個次集水盆地) 最高 (0.40)，南部 (B3，包含有 31 個次集水盆地) 次之 (0.37)，高程頻率皆偏低高程。

Lin (2000) 指出海岸山脈最先隆起的地區爲北部 (1.1Ma)、其次爲中部 (0.77Ma)、最後爲南部 (0.22Ma)。如果按照地體生成的時序來說，海岸山脈北部的平均 HI 值應該最高，南部應最低。然而事實並非如此，其原因可能與其不等量的抬升速率有關。Hsieh *et al*. (2003) 指出海岸山脈北部之抬升率＜4mm/yr，中部之抬升率爲 4~7mm/yr，而南部之抬升率爲 7~9mmyr，最南端 10 公里甚至可達 10mm/yr 之多。因此，海岸山脈北部雖然最早抬升，然而很明顯的，生成時序緊接在後的海岸山脈中、南部，由於抬升率較大，其平均 HI 值如今已經超越海岸山脈北部，以致於平均 HI 值中部最高，南部次之而北部最低。

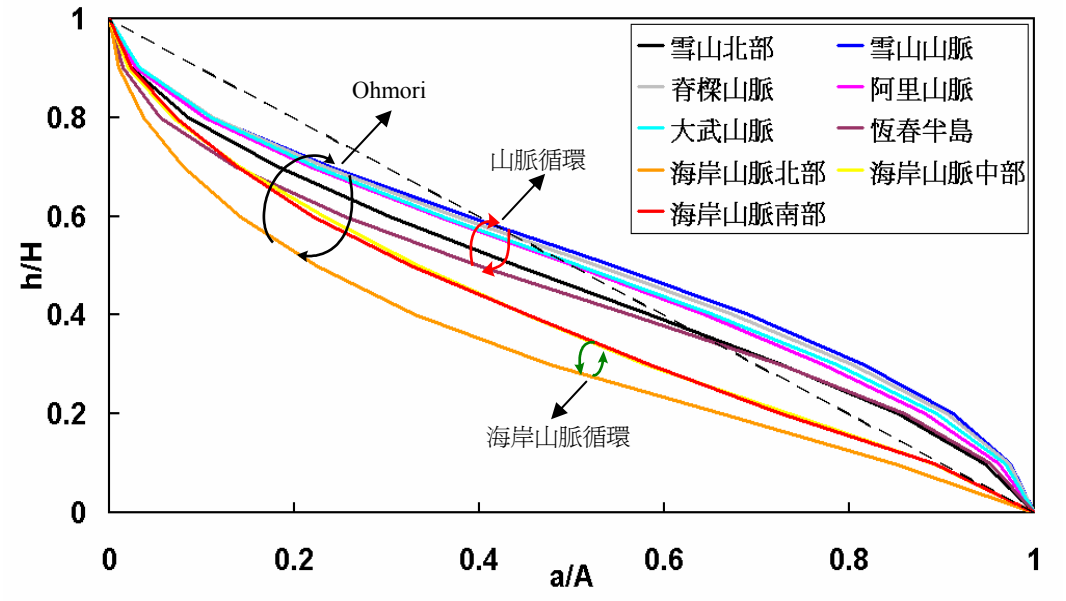
討論與結論

(一) 臺灣造山帶測高曲線的 Ohmori 循環：

個別分析中央山脈與海岸山脈地形區測高曲線發展的結果：(1) 恆春半島與大武山脈因抬升作用相對旺盛使得 HI 值逐漸增加，中央山脈的雪山山脈、阿里山脈、脊梁山脈地形區已達山脈發展的巔峰期，而雪山北部則因侵蝕作用相對旺盛使得 HI 值逐漸降低，如此形成一山脈循環，如圖 8 中紅色箭頭所示；(2) 海岸山脈就地體構造上而言與中央山脈不同，其地形演育亦有所差異，可視爲一個獨立的系統，雖然海岸山脈北部先抬升形成，然而其南部的抬升率卻很大。再從測高曲線的分佈來看，海岸山脈中、南部的測高曲線分佈幾乎一致，或可視爲已達到海岸山脈發展的巔峰期，而北部的 HI 值則正逐漸增加中，如此形成一海岸山脈循環，如圖 8 中綠色箭頭所示。

Ohmori (1993) 認爲造山帶的 HI 值變化爲一循環過程 (圖 1)，且測高曲線並非如 Strahler 所提出的凸形而爲 S 形，若以此模式綜合解釋臺灣造山帶中央山脈與海岸山脈地形區的測高曲線發展形態可發現：中央山脈地區由於受到抬升作用的速率最快，地勢最高，HI 值亦最高，曲線呈現 S 形，而海岸山脈則可能因抬升速率小於中央山脈，或造山時期較短，故地勢較低，HI 值亦較低，測高曲線爲凹形。故整體而言，由於山脈受制於抬升與剝蝕兩作用的競爭，使其測高曲線的發展爲一循環過程，如圖 8 中黑色箭頭所示的 Ohmori 循環。此外，未來海岸山脈會因持續受到菲律賓海板塊應力的影響，使得其 HI 值逐漸增加，測高曲線往 S 形發展，且最終將與中央山脈並駕齊驅。而雪山北部則將因剝蝕作用的影響，使得地勢逐漸降低，HI 值亦逐漸降低，測高曲線往凹形發展。

因此，利用 HI 值配合測高曲線的形態，可使我們對均衡地形的定義與特性有進一步的瞭解。臺灣造山帶中央山脈地形區的六個次地形區中，雪山北部屬於崩塌山脈地形，雪山山脈、脊樑山脈、阿里山脈屬於均衡山脈地形，大武山脈與恆春半島則屬於成長山脈地形 (陳彥傑，2004; Chen *et al*., 2006)。雪山山脈與脊樑山脈不僅平均測高曲線發展到最高、平均 HI 值亦達到最大，在同一個地形演育系統內，這些構造地形指標相對的極端值與特性，代表的正是地形演育至均衡地形時所表現出的特性。阿里山脈可能由於受到北港高區東南方斜張帶的張裂應力影響，相對於其他均衡地形區而言，其



說明：黑色虛線為對角連線，其 HI = 0.5。

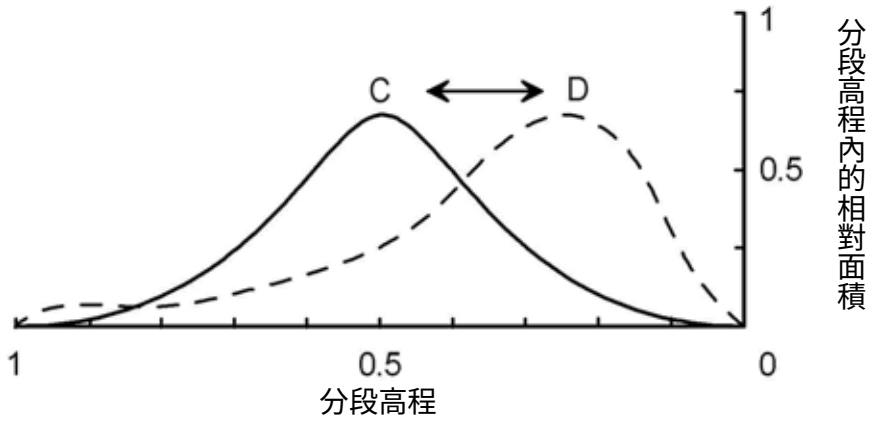
圖 8 臺灣山脈地形區平均測高曲線的比較

Fig. 8. The comparison of the average hypsometric curve of the Taiwan Mountain Range and the foothill belt area.

平均測高曲線發展與平均 HI 值皆略爲降低。大武山脈的平均測高曲線發展與平均 HI 值皆相對比恆春半島高，地形演育的歷史亦比恆春半島久，並已十分接近均衡。而恆春半島相對最低的平均測高曲線發展與最低的 HI 值等構造地形指標相對的極端值與特性，則充分顯示出其地形爲十分年輕的成長山脈。地形演育時間最久的雪山北部，其所有的構造地形指標值皆已從相對的極端值降至介於大武山脈與恆春半島之間，顯示其地形已從均衡山脈往崩塌山脈發展，且依此地形的演育模式可預期，未來雪山北部與恆春半島的構造地形指標值會呈現彼此消 (雪山北部) 長 (恆春半島) 的狀態。由於弧陸斜碰撞仍持續進行，因此臺灣的均衡山脈地形亦會持續往南發展。

(二) 造山帶地形演育的高程頻率分佈模型：

綜觀之，臺灣造山帶的中央山脈與海岸山脈皆爲同時受到抬升與剝蝕作用的地形，其測高曲線呈 S 型與凹型，高程頻率分佈呈常態分佈曲線與右偏分佈曲線，如圖 9 中的 C 與 D。儘管臺灣造山帶二地形區的高程頻率分佈不一，然因持續受到菲律賓海板塊應力的影響，二地形區的高程頻率分佈亦將持續演化，而最終將皆演化至常態分佈，如圖 9 中的 C。然而若板塊推擠應力減緩，造山作用如臺灣北部一般減弱或甚至停止，則高程頻率分佈將又會由常態分佈曲線 (C) 回到右偏分佈曲線 (D)。



說明：C：巔峰期 (Culminating) 地形 (均衡山脈) ，D：發展期 (Developing) 與衰退期 (Declining) 地形 (成長與崩塌山脈)。

圖 9 造山帶地形演育的高程頻率分佈模型

Fig. 9. The distribution model of the elevation frequency of the orogenic zone terrain development.

謝　辭

本文感謝兩位匿名審查者提供的寶貴意見，使本文內容與架構更爲正確與完整。另本文亦要特別感謝國立中央大學應用地質研究所李錫堤教授，在臺灣 40mDTM 的原始資料、資料特性與數值處理方面提供寶貴的協助。

引用文獻

李錫堤 (1994) **數值地形及遙測影像應用研習班講義**，國立中央大學應用地質研究所研究報告，桃園：國立中央大學應用地質研究所，共 50 頁。

何春蓀 (1986) **臺灣地質概論**，臺灣地質圖說明書，臺北：經濟部中央地質調查所。

張瑞津 (1975) 臺灣山地區與丘陵區河谷等級的計量研究，**國立臺灣師範大學地理學研究報告**，1: 141-168。

張韻嫻 (2003) **臺灣地區流域面積高度積分之研究**，國立高雄師範大學地理學系碩士論文。

陳彥傑 (2004) **臺灣山脈的構造地形指標特性－以面積高度積分、地形碎形參數與河流坡降指標為依據**，國立成功大學地球科學研究所博士論文。

陳彥傑、宋國城、張韻嫻、鄭光佑、楊雄興 (2003) 臺灣地形分區之地體構造意義－以面積高度積分與地形碎形分析爲依據，**中國地理學會會刊**，32: 39-66。

陳彥傑、鄭光佑、宋國城 (2005) 以流域面積高度積分觀察構造活動時應考慮的尺度問題，**地理學報**，39: 53-69。

陳彥傑、鄭光佑、張鴻成 (2007) 309 古坑強震震央附近的河流坡降指標與流域面積高度積分特徵回顧，**斗中學報**，2：79-84。

陳培源 (1999) 臺灣地形區劃分新議，**「20 世紀臺灣地區地球科學研究之回顧與展望」系列研討會(一)：臺灣的大地構造**，臺北：208-214。

黃朝恩 (1980) **臺灣島諸流域特徵及其相關性的研究**，私立中國文化大學地學研究所博士論文。

Bloom, A. L. (1991) *Geomorphology: A systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms*, 2nd Ed., Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall.

Casella, G. and Berger R. L. (2002) *Statistical Inference*, Second Edition, Pacific Grove, California: Duxbury Press.

Chen, J. F. (1999) *Geomorphic Indices of Active Structures in the Chiayi-Tainan Area*, Master thesis, Institute of Earth Sciences, National Cheng Kung University.

Chen, Y. C., Sung, Q. C. and Cheng, K. Y. (2003) Along-strike variations of morphotectonic features in the Western Foothills of Taiwan: tectonic implications based on stream-gradient and hypsometric analysis, *Geomorphology*, 56: 109-137.

Chen, Y. C., Sung, Q. C. and Chen, C. N. (2006) Stream-power incision model in non-steady- state mountain ranges: an empirical approach, *Chinese Science Bulletin*, 51 (7): 865-869.

Christine A. R., David J. A. and Frank J. P. (2007) Characterization of the Monument Hill fault system and implications for the active tectonics of the Red Rock Valley, Southwestern Montana, *Journal of Structural Geology*, 29 (8): 1339-1352.

Drew B. S., Sean D. W. and David R. M. (2007) Characterization of topographic steady state in Taiwan, *Earth and Planetary Science Letters*, 261: 421-431.

Hsieh, M. L., Liew, P. M., and Hsu. M. Y. (2003) Holocene tectonic uplift on the Hua-tung coast, eastern Taiwan, *Quaternary International*, 115-116: 47-70.

Ho C. S. (1986) A synthesis of the geologic evolution of Taiwan, *Tectonophysics*, 125: 1-16.

Hurtrez, J. E., Sol, C. and Lucazeau, F. (1999) Effect of drainage area on hypsometry from an analysis of small-scale drainage basins in the Siwalik Hills (central Nepal), *Earth Surface Processes and Landforms*, 24: 799-808.

Keller, E. A. and Pinter, N. (1996) *Active Tectonics: Earthquake, Uplift, and Landscape*, Upper Saddle River, New Jersey: Prentice Hall.

Lee, C. T. (1986) *Methods of Stress Analysis and Paleostress Changes in Northern Taiwan due to Arc-continent Collision*, Ph. D. dissertation, Institute of Geosciences, National Taiwan University.

Lifton, N. A. and Chase, C. G. (1992) Tectonic, climatic and lithologic influences on landscape fractal dimension and hypsometry: implications for landscape evolution in the San Gabriel Mountains, California, *Geomorphology*, 5: 77-114.

Lin, J. C. (2000) Morphotectonic evolution of Taiwan, geomorphology and global tectonics. In: Summerfield, M. A. (ed.) *Chichester*, New York: John Wiley and Sons, 135-146.

Masek, J. G., Isacks, B. L., Gubbels, T. L. and Fielding, E. J. (1994) Erosion and tectonics at the margins of Continental Plateaus, *Journal of Geophysical Research*, 99: 13941-13956.

Mayer, L. (1990) *Introduction to Quantitative Geomorphology*, Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall.

Ohmori, H. (1993) Changes in the hypsometric curve through mountain building resulting from concurrent tectonics and denudation, *Geomorphology*, 8: 263-277.

Richard A. J. and Tsui K. (1998) *Statistical Reasoning and Methods*, New York: John Wiley and Sons.

Seno, T. (1977) The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea plate relative to the Eurasian plate, *Ectonophysics*, 42: 209-206.

Stark, C. P. and Hovius, N. (1998) Evolution of a mountain belt toward steady state: analysis of the Central Range, Taiwan, *EOS (Transactions of the American Geophysical Union)*, 79: 357.

Strahler, A. N. (1952) Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography, *Bulletin of the Geological Society of America*, 63: 1117-1142.

Sung, Q. C. and Chen, Y. C. (2004) Self-affinity dimensions of topography and its implications in morphotectonics: an example from Taiwan, *Geomorphology*, 62: 181-198.

Sung, Q. C., Chen, Y. C. and Chao, P. C. (1998) Spatial variation of fractal parameters and its geological implications, *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 9 (4): 655-672.

Suppe, J. (1981) Mechanics of mountain-building and metamorphism in Taiwan, *Memory of the Geological Society of China*, 4: 67-90.

Suppe, J. (1984) Kinematics of arc-continent collision, flipping of subduc-tion, and back-arc spreading near Taiwan, *Memory of the Geological Society of China*, 6: 21-33.

Suppe, J. (1987) The active mountain belt. In: Schaer, S. P. and Rodgers, J. (eds.) *The Anatomy of Mountain Ranges*, New Jersey: Princeton University Press, 277-293.

Teng, L. S. (1987) Stratigraphy records of the late Cenozoic Penglai orogeny of Taiwan, *Acta Geologica Taiwanica*, 25: 205-224.

Teng, L. S. (1990) Geotectonic evolution of late Cenozoic arc-continent collision in Taiwan, *Tectonophysics*, 183: 57-76.

Teng, L.-S., Lee, C.-T., Peng, C.-H., Chen, W.-F., and Chu, C.-J. (2001) Origin and geological evolution of the Taipei Basin northern Taiwan, *Western Pacific Earth Science*, 1: 115-142.

Teng, L. S. (1996) Extensional collapse of the northern Taiwan mountain belt, *Geology*, 24: 945-952.

Thorn, C. E. (1988) *An Introduction to Theoretical Geomorphology*, Boston: Unwin Hyman.

Willgoose, G. R. (1994) A physical explanation for an observed area-slope-elevation relationship for catchments with declining relief, *Water Resources Research*, 30: 151-159.

2008 年 6 月 2 日　收稿
2008 年 9 月 15 日　修正
2008 年 10 月 29 日　接受