

海岸山脈地質野外實察講義

劉瑩三

國立東華大學自然資源與環境學系

台灣位於歐亞板塊和菲律賓海板塊的交界，兩板塊以花東縱谷為界，縱谷以東屬菲律賓海板塊，以西為歐亞板塊。在台灣東北部菲律賓海板塊向北隱沒至歐亞板塊之下，形成琉球海溝，屬琉球弧溝系統，向西可延伸至蘭陽平原外海之龜山島，造山帶脫離了呂宋島湖的碰撞擠壓作用後，開始張列下沉(Angelier,1986; 鄧屬予, 2007) (圖 1)，形成一張列盆地，經過長時間的堆積形成現在的蘭陽平原；台灣南方海域中，歐亞板塊邊緣的南中國海(South China Sea)地殼向東隱沒至菲律賓海板塊之下，形成呂宋弧溝系統(Teng, 1990)，呂宋島上的火山島弧向北延伸，形成一連串的火山島列，通過蘭嶼和綠島，與海岸山脈銜接(Yang et al.,1996)。約 600 萬年前以來，菲律賓海板塊每年約以 10 公分速度朝西北與歐亞板塊產生碰撞，歐亞板塊受到碰撞擠壓而抬升成為台灣島，由八條東北-西南走向的稜線所組成，地勢略成南高北低，山嶺間夾有許多低現的盆地。兩板塊碰撞後，來自台灣島的沉積物覆蓋原屬於火山倒的海岸山脈之上，所以海岸山脈的岩層有底部的火山岩，以及上覆的深海環境堆積的沉積岩。

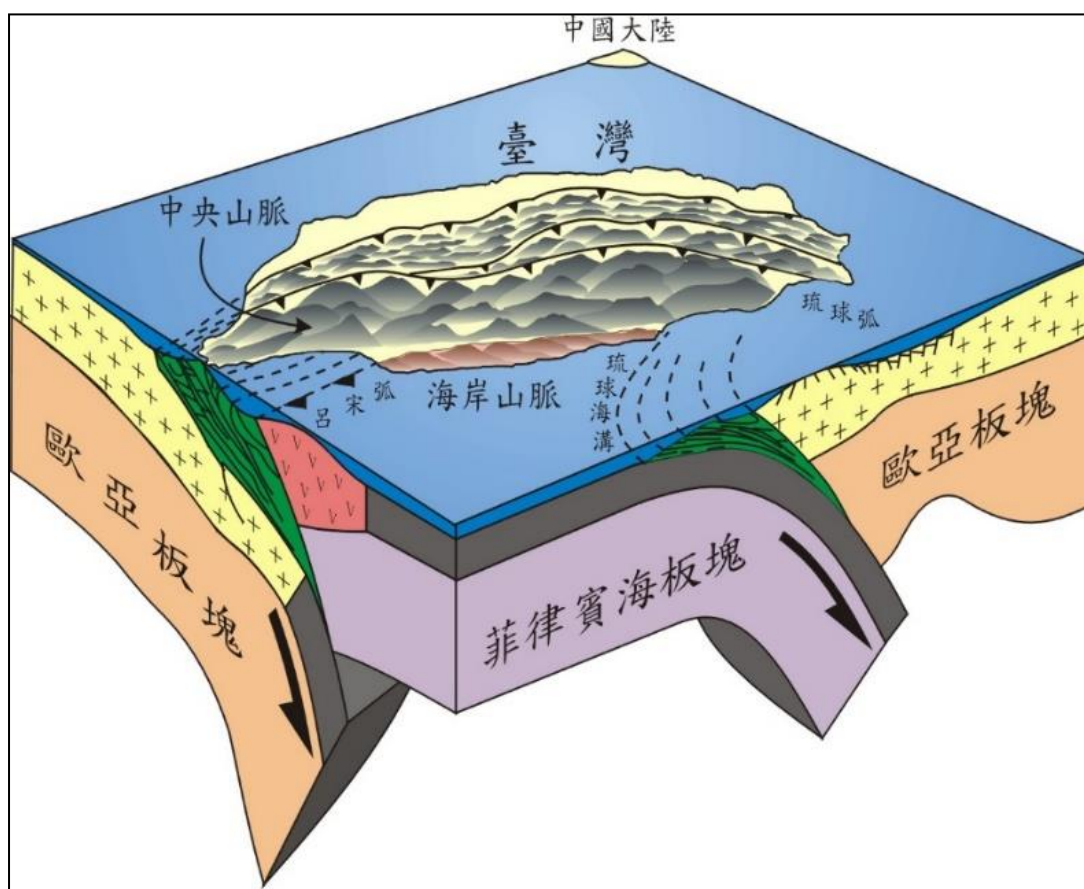


圖 1 台灣的板塊構造立體圖 (修改自 Angelier,1986)。

一、海岸山脈地質簡介

1. 海岸山脈的形成歷史

依據前人的研究，海岸山脈是南中國海板塊隱沒到菲律賓海板塊之下時，在菲律賓海板塊上形成的火山島，而南中國海板塊的形成與歐亞大陸板塊的張裂有關。南中國海是一個位於歐亞大陸板塊內的海洋盆地，約在 3500 萬年以前，南中國海一帶開始張裂，結果造成歐亞大陸板塊完全被撕裂開，並且生成新的海洋板塊，直到 1500 萬年前才停止。

約在 2000 萬年時，南中國海板塊開始向東隱沒到菲律賓海板塊之下，並且在菲律賓海板塊上形成一長串的火山島鏈（圖 2）。這串島鏈北端的火山島就是現在位於台灣東側的海岸山脈、綠島與蘭嶼。約在 1000 萬年前，菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊碰撞在一起了（圖 3）。這次的碰撞，不但將台灣附近大陸棚上的沉積層與岩層堆積隆起，露出海面，同時東南方海上的火山島鏈（火山島弧）也隨菲律賓海板塊的移動而更接近台灣島。早期上新世，北側的呂宋火山島弧隨板塊移動而接近大陸邊緣，部分火山島弧脫離的南中國海板塊的隱沒帶而停止火山運動，此時開始有來自造山帶的沉積物堆積於島弧周圍的盆地中（圖 4）。於晚期上新世，約在 300 萬年前，北方的火山島鏈，也就是現今的海岸山脈，開始與台灣島接觸，加速台灣島的隆升與擴大，這次的弧（火山島弧）陸（歐亞大陸板塊）碰撞正是海岸山脈與台灣島合併的開始，台灣的地質學家將這次弧陸碰撞運動稱為「蓬萊運動」。而台灣島亦已大量快速的隆升使得變質岩岩層開始大規模的露出地表接受侵蝕。晚期上新世至早期更新世，造山帶碎屑沉積物大量的沉積在火山島弧周圍盆地中（碰撞盆地），火山島弧幾乎掩覆在厚層的沉積物之下（圖 5）。晚期更新世，整個火山島弧則逆衝到歐亞大陸之上（圖 1）。

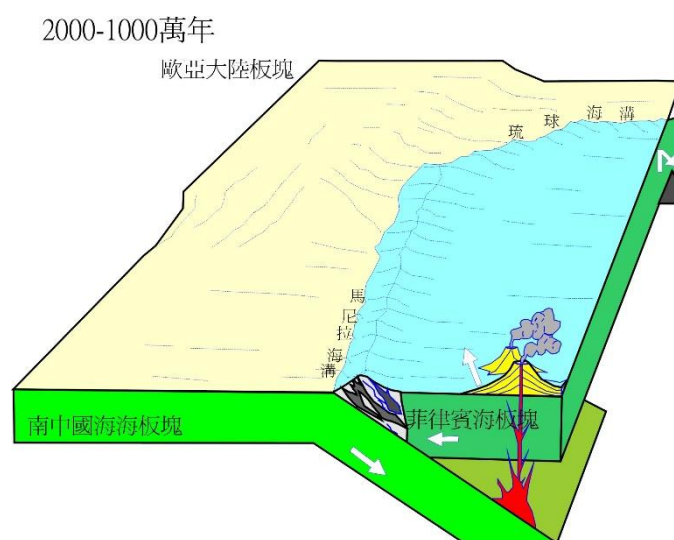


圖 2 早—中期中新世，南中國海板塊向東隱沒於菲律賓海板塊之下，而在菲律賓海板塊的西緣形成一系列的火山島弧，此時島弧仍遠離歐亞大陸板塊（引自陳文山、王源，1996）。

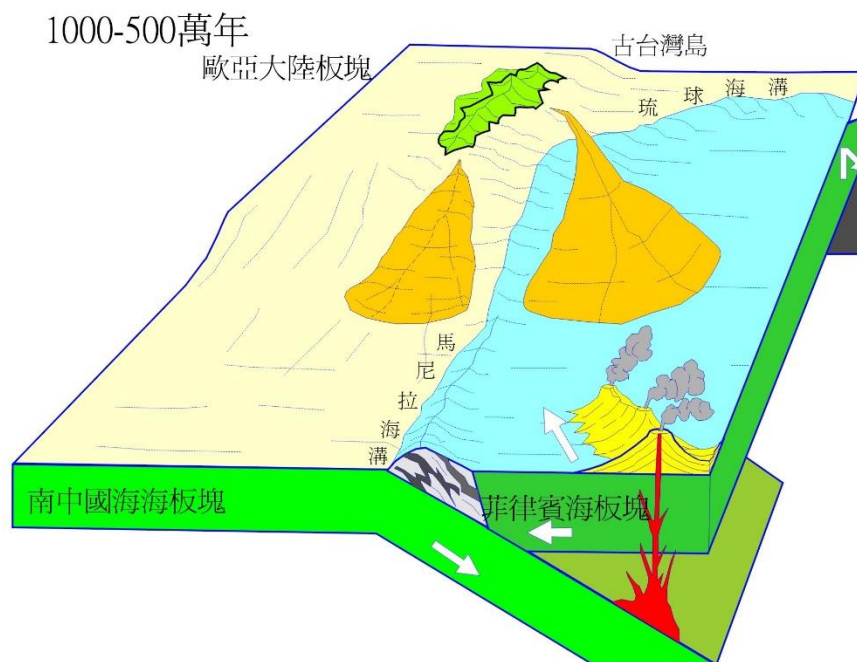


圖 3 晚期中新世，菲律賓海板塊持續向西北移動，開始與歐亞大陸板塊邊緣產生碰撞，並在大陸側增積岩體使得部分的海殼物質超覆到大陸之上，此時開始形成台灣島(引自陳文山、王源，1996)。

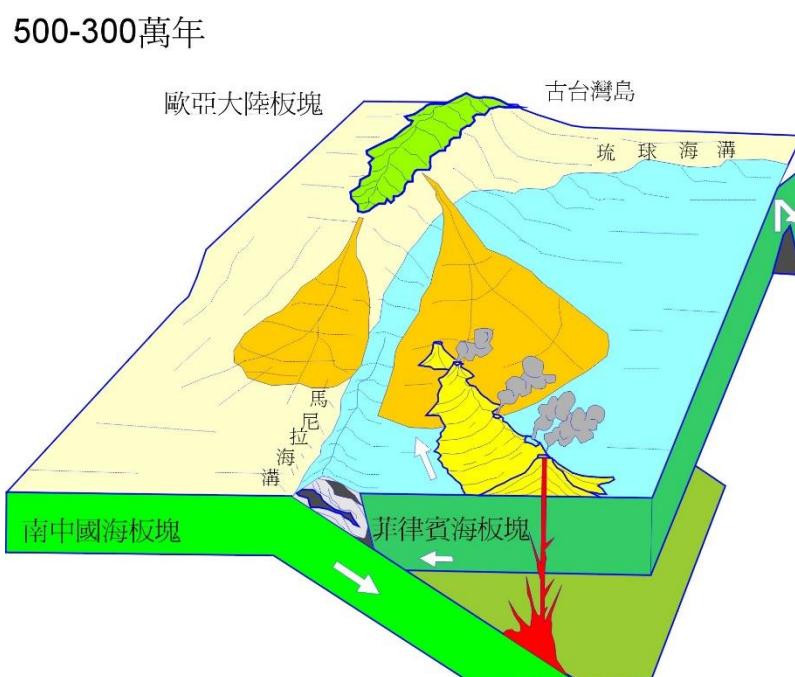


圖 4 早期上新世，菲律賓海板塊持續向西北移動使得北側的火山島弧脫離了南中國海板塊的隱沒帶，而不再有火山作用。同時台灣島也開始大量的隆起，造山帶碎屑物亦開始向四周沉積。海岸山脈火山島弧四周的盆地亦開始接受造山帶沉積物(引自陳文山、王源，1996)。

300-100萬年

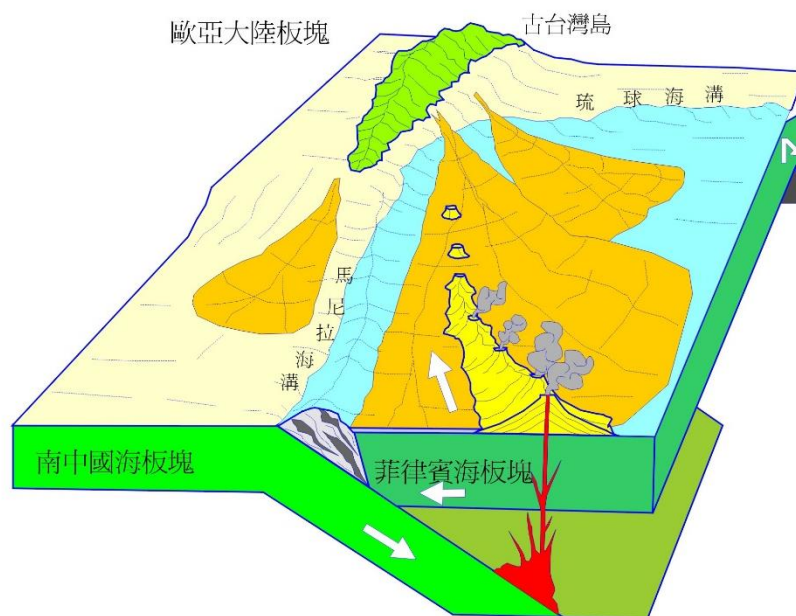


圖 5 晚期上新世至早期更新世，台灣島大規模的隆起，變質岩露出地表且大量的遭受侵蝕沉積於四周盆地之中。造山帶的東側碰撞盆地（海岸山脈）中堆積了超過 4000 公尺的沉積層，大部分的火山島弧被沉積層所覆蓋(引自陳文山、王源，1996)。

2. 海岸山脈的地質

海岸山脈是全臺灣地區活動最頻繁的地帶。在板塊的架構中，海岸山脈代表菲律賓海板塊前緣向西的第三紀島弧，為菲律賓呂宋島弧的一部份。海岸山脈的岩層由火成岩和沉積岩所組成，火成岩中大部份是安山岩質的岩流、火山碎屑岩及凝灰岩，安山岩、集塊岩及玄武岩質凝灰岩為主要岩石種類，其它則有少量的玄武岩、閃長岩及斑狀安山岩。這些火成岩的生成年代，根據放射性定年的結果顯示，大致是從二千二百萬年至九百萬年前間噴發生成的。沉積岩的部份，是由砂岩、頁岩、礫岩及少數的石灰岩所組成。從岩石的碎屑判斷其來源可知，西側中央山脈變質岩區與原先形成的火成岩均為重要的供應來源，只是在時間上，早期是以火成岩為主要供應來源，當中央山脈地區隆起後，成為後期重要的沉積來源區。在這些沉積岩石中，由於位處板塊間的活動地帶，濁流沉積構造及崩移構造非常發達。海岸山脈中重要的地層有奇美火成雜岩、都巒(鑾)山層、港口石灰岩、蕃薯寮層、八里灣層、利吉層及卑南山礫(圖 6)。

(1) 奇美火成雜岩

雜岩是指含種類繁多的岩體，如火成岩、沈積岩和變質岩的混雜；或岩體構造複雜不易辨識者均稱之。分佈於海岸山脈奇美地區的火成岩體，不僅包括侵入的輝綠岩、噴出的安山岩熔岩流和安山岩質的岩脈，並含有薄層的頁岩，故出露

於奇美地區的火成岩體稱為「奇美火成雜岩」。奇美火成雜岩最主要分佈於秀姑巒溪的下游兩岸，年代介於 1,500 萬至 970 萬年前之間。

(2) 都巒(鑿)山層

都巒(鑿)山層以火山角礫岩、火山礫岩、凝灰岩、礫岩、凝灰質砂岩和石灰岩為主，偶夾有薄層的熔岩流。早期學者根據海岸山脈南段的都巒(鑿)山所出露的厚層集塊岩，命名為「都巒(鑿)山層」。都巒(鑿)山層分佈的範圍約為海岸山脈的二分之一，是構成海岸山脈主脊樑的部份。其為火山島弧噴發的產物，各地厚度變化相當大，平均約為 400 到 500 公尺之間，局部地區厚度可達 1,000 公尺以上。由於都巒(鑿)山層的岩性和產狀變化大，故可依其岩性和產狀再加以細分為「石門火山角礫岩」、「石梯坪凝灰岩」二個岩段。

(3) 港口石灰岩

目前所發現港口石灰岩主要分布於海岸山脈石梯坪—水母丁溪、三仙溪—八邊溪、都威溪、叭噶噶溪與東河五個地區。根據研究港口石灰岩係由抱球藻、珊瑚、有孔蟲及生物碎屑所組成。從生物相與沉積構造的組合顯示，港口石灰岩應原生在一經常性高能量的淺海環境，即火山島弧周圍濱海帶上的生物礁（環礁）環境。

(4) 八里灣層

本層主要由礫岩、砂頁岩互層或泥岩所組成。此三種岩相分別命名為水璉段（礫岩）、泰源段（砂頁岩互層）、富田段（泥岩）。瑞港公路中段奇美村所出露的八里灣層則為泰源段的砂頁岩。八里灣層具易崩的特性，常因落石阻斷道路。

(5) 蕃薯寮層

岩層主要分佈在此段海岸山脈水璉地區，另一則分佈於中南段海岸山脈的西側，如樂合、泰源與利吉等地區。以泥岩與砂頁岩為主，偶而夾有崩積層。本層的物質來源主要來自火山島弧的火山碎屑岩，而部份來自歐亞大陸的石英質碎屑物。本層厚度可達 1000 公尺，一般為數百公尺，部份地區則沒有蕃薯寮層，本層僅沉積在當時盆地的低處，越接近盆地中心則越厚，越接近火山島弧中心則越薄或消失。

(6) 利吉層

利吉層主要分布於海岸山脈南段，沿著卑南大溪東側及海岸山脈的西側向北延伸約七十公里，整體寬度約為一公里至三公里，直到樂合地區為止，其標準露頭位於台東市東北方的利吉村，主要呈現出泥岩惡地的形貌。利吉層主要為一巨大的厚層灰色泥岩，內部夾帶著許多外來岩塊，常形成泥岩惡地地形或是孤立的小山丘，為一標準的混同層。利吉層中所夾帶的外來岩塊種類相當繁多，以砂岩和蛇綠岩系的岩塊最為常見，除此之外，粉砂岩、頁岩、石灰岩、礫岩及安山集塊岩的碎片也都出現在利吉層中，這些外來岩塊在地形上呈形成孤立的丘，如同台東市區的貓山就是利吉層裡所夾帶的石灰岩塊，而台東小野柳地區所出露的富岡砂岩也為利吉層中的砂岩岩塊。混同層在地質上之所以重要，是由於其代表著兩個板塊的交界，利吉層中的泥質沉積物與蛇綠岩系的外來岩塊都證明著花東

縱谷為菲律賓及歐亞大陸板塊的交會處，且值至今日，菲律賓海板塊仍舊以平均每年七公分的速率在移動著。

(7)卑南山礫岩

卑南山礫岩層主要出露在卑南台地東側的卑南大溪沿岸，而分佈於卑南台地及卑南大溪東岸鹿野附近。岩性為厚層礫岩層，偶夾有砂岩與泥岩。礫石組成有片岩、板岩、結晶石灰岩、變質砂岩、變質基性火成岩與少量砂岩；主要來自中央山脈的大南澳片岩及部份海岸山脈的岩層，沈積環境為淺海相到河相環境，依岩性組成推測其沈積時代應為中至晚期更新世。

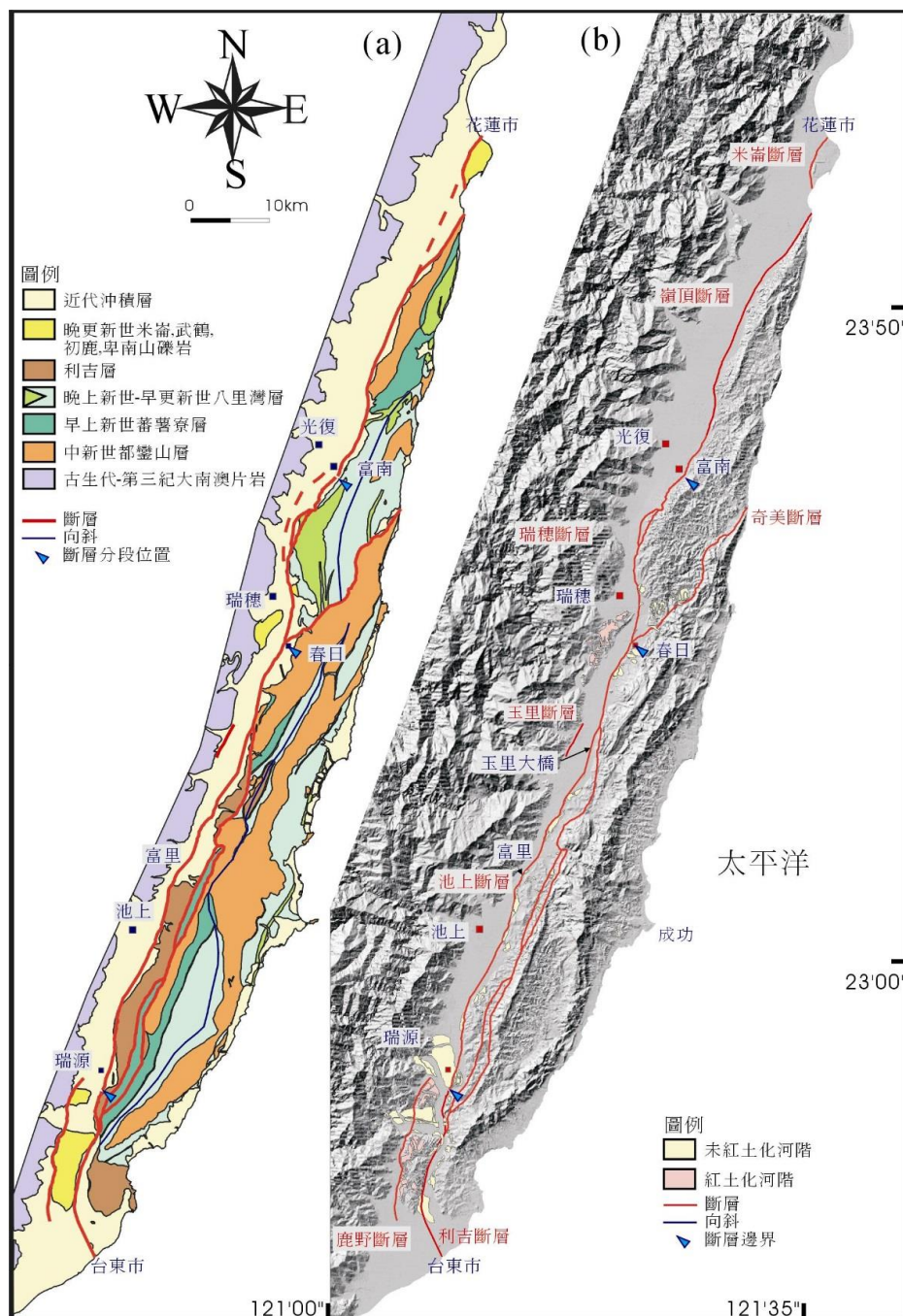


圖 6 海岸山脈地質圖 (引自陳文山，2010)。

3.地形

海岸山脈東臨太平洋，西側以花東縱谷與脊樑山脈為界，從北而南由花蓮市到台東市全長約 160 公里，最寬度 15 公里（成功—富里），平均寬度約 10 公里，大致呈北東 10° 走向的山脈（圖 7、8）。海岸山脈的最高峰位於與池上一成功之間的新港山，海拔高度 1682 公尺。原本海岸山脈是由一系列的深海海底火山所構成，之後被厚層的深海沉積物覆蓋。因此，造山隆起之後，遭受侵蝕風化，海浪與河流切割呈現一系列高聳的火山山脈、低矮的沉積岩構成的丘陵，全新世隆起的河階與海階地形，以及特殊的海岸地形。

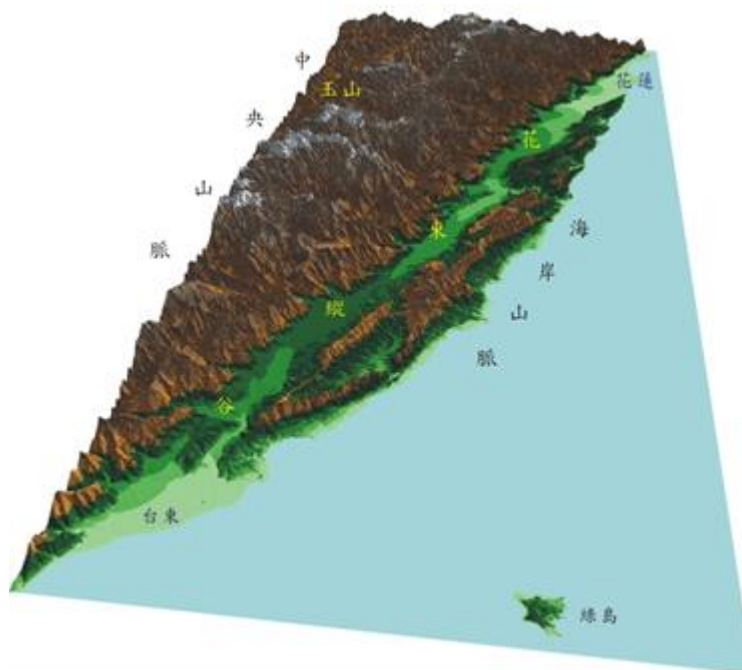


圖 7 海岸山脈數值模擬地形。



圖 8 海岸山脈北側的起點(花蓮溪口花蓮山)(左)與位於台東縣的海岸山脈南端-都鑾山(都蘭山)(右)。

(1) 火山

海岸山脈由一系列火山錐體連接而成的火山山脈，由於被巨厚的沉積岩覆蓋，已出露的都鑾山層火成岩經過長期的風化侵蝕作用，以及受到造山的擠壓變形，使得地形不易呈現完整的圓錐狀火山外型。雖然由地層結構可以知道海岸山脈稜線是由一系列火山錐體連接而成的火山脊，但是由局部的山脈地形以及石灰岩（環繞火山島的裙礁）出露位置，大致還可以推測幾個主要的火山錐體，如大港口、新港口、成廣澳山、都鑾山等（Chen and Wang, 1988；Chen, 1997；陳文山與王源，1993）。海岸山脈稜線大都沿著原來的火山山脈，向北、向南延伸。海岸山脈火山原來是形成在深海環境，猶如現今的綠島與蘭嶼，火山錐的高度大約 4000 公尺。海岸山脈最高峰新港口的高度僅有 1682 公尺，顯然火山高度較現今的綠島與蘭嶼火山還低。由於海岸山脈被厚層沉積岩覆蓋（最大厚度達 4000 公尺），因此這些山峰高度並不表示原來火山的真正高度，原來海岸山脈火山可能與綠島與蘭嶼火山的高度相當，可以達到 3000-4000 公尺高。

(2) 河流

從北到南花東縱谷具有三條主要河流，都屬於辮狀河流型態，花蓮溪、秀姑巒溪與卑南大溪，這三條河流域都流經縱谷兩側的中央山脈與海岸山脈，之後匯集至縱谷中。因此，縱谷中有兩個分水嶺分隔三條河流，縱谷北側花蓮縣大富村（海拔 190 公尺）分隔花蓮溪與秀姑巒溪；縱谷南側台東縣池上鄉新興村（海拔 265 公尺）分隔秀姑巒溪與卑南大溪。秀姑巒溪是唯一東西向貫穿海岸山脈的河流，由池上向南流至瑞穗，之後朝東截穿海岸山脈，由大港口—靜浦進入太平洋。花蓮溪由大富村朝北流，由花蓮市南側進入太平洋；卑南大溪由池上向南流，由台東市北側流入太平洋。

台灣屬於造山環境，地表地形陡峭，河床坡度大，侵蝕作用非常旺盛，沉積物量大且粗，因此花蓮溪、秀姑巒溪與卑南大溪都呈現辮狀河型態（braided river）。唯有秀姑巒溪向東截切海岸山脈時，受到岩性與構造的影響，而形成下切曲流（incised meandering river），如台東縣馬武窟溪也屬於下切曲流型態。

(3) 河階

地殼隆起促使河流的下切作用，或海水面下降同樣也會造成河流下切作用。當河流產生下切作用造成河道遷移時，部分原來河道就會殘留在河流兩側形成河階，尤其在河流轉彎的沉積坡位置容易形成不同高度的河階群。因此，地殼活躍的抬升區域的河流兩側，經常可見多重高度的河階群地形。海岸山脈屬於地殼抬升作用非常活躍的地區，因此海岸山脈的河流兩側經常形成不同高度的河階，如秀姑巒溪與馬武窟溪。秀姑巒溪沿岸的德武階地群（圖 9），共計有 8 階，奇美階地群，共計有 7 階，這些河階都是在近一萬年以來地殼快速抬升所產生的地形（Shyu *et al.*, 2005）。



圖 9 秀姑巒溪南岸的德武階地群。

(4) 沖積扇

河流由山脈流入平原或河谷時，河床坡度陡降，造成流速銳減，使得流水的承載能力劇減，因此將沉積物大量堆積在山麓的前緣，形成扇狀的沖積平原，稱為沖積扇。由於中央山脈河流搬運非常大量沉積物，所以縱谷西側的中央山脈山麓前緣形成許多規模大的沖積扇。沖積扇也因為受到板塊擠壓作用，使得地殼抬升而形成階地，稱為扇階。花東縱谷中有許多的扇階地形，規模最大且最老的扇階，應屬於瑞穗至玉里之間的舞鶴台地(圖 10)，屬於紅葉溪沖積形成的沖積扇，縱谷南側關山與鹿野地區也有許多古老沖積扇的扇階地形。



圖 10 舞鶴台地是原來紅葉溪的沖積扇，台地的年代老於五萬年。

(5) 海岸地形

5.1、海階

海岸山脈的沿海公路兩側經常出現平坦且呈階梯狀的平台，平台表層堆積了濱海環境的砂與礫石層，所以這些階梯狀平台都是由海水沖蝕與堆積形成的海岸階地，稱為海階（圖 11）。海岸山脈沿海的海階經過碳十四定年的測定，大都在晚期全新世（<5000 年）形成（Chen *et al.*, 1991；Hsieh *et al.*, 2004）。晚期全新世以來，全球海水面大致沒有太大的變動，所以這時期花東海岸的海階都應該還位在海面附近，但這些海階都已經位在海拔數十公尺的高度，顯然受到地殼隆起，而逐漸被抬升露出海面。

花東海岸的海階，在秀姑巒溪以南區域（豐濱）具有許多海階，如石梯坪、長濱、成功、富岡等；且同時代形成的海階，豐濱以北區域較低，以南區域較高，顯示海岸山脈南段區域的地殼抬升速率較快，每年大約 1-1.5 公分。



圖 11、花蓮縣新社海岸的海階。

5.2、海蝕洞、海蝕平台

八仙洞是海岸山脈最主要出露海蝕洞的地區，目前調查發現至少約有 20-30 個洞穴。海蝕洞的成因是潮間帶的海岸礁岩受到海浪不斷沖擊產生的凹洞或凹槽，其中較軟或破碎岩石容易受到侵蝕產生凹穴。由於海岸山脈火山角礫岩形成後受到各種構造作用，在厚層的火山岩中產生許多解理與斷層。因此，在海浪衝擊之下，解理面與斷層面就逐漸被侵蝕擴大，形成尖頂狀（倒 V 型）海蝕洞，如靈岩洞、菩提洞、水濂洞、朝陽洞、龍舌洞。另外一種型態呈平頂狀海蝕洞，是受到平緩層面的影響，在波浪衝擊之下，就會產生寬平的平頂狀海蝕洞，如潮音

洞、永安洞、海雷洞、乾元洞、潮辰洞、崑崙洞、土地洞、觀音洞、地藏洞。這些海蝕洞受到地殼抬升作用，所以海拔愈高的洞穴形成愈早，年代愈老，海拔愈低的洞穴年代愈年輕。

海蝕平台與海蝕洞的成因同樣都是位於潮間帶的海岸礁岩受到海浪不斷沖擊下所產生，一般較鬆軟的礁岩較易被侵蝕，因而產生寬廣平坦的海蝕平台（圖 12）。海蝕平台隆起之後就稱為海階。



圖 12 石梯坪的海蝕平台。

三、實察地點簡介

1. 石梯坪

石梯坪位於石梯港東南側，是一處寬闊的離水的海蝕平臺，基盤由凝灰質角礫岩構成，向西傾斜的層理形成小單面山突岩，是本區內最顯著的地景。岩濱有海蝕、海蝕門、海蝕壺穴、溶蝕盤等海蝕地形發育。離水的蕈狀海蝕壺穴為本地特殊地貌景觀。



石梯坪由凝灰質集塊岩所構成且向西傾斜的小單面山。



石梯坪的顯著地景-蕈狀海蝕壺穴。

2. 石門

石門的海蝕門沿都巒山層安山岩質角礫岩的節理發育，形成寬約 18 公尺高約 5 公尺的海蝕門。在海蝕門的附近同時可觀察到海蝕平台、海蝕洞、海蝕溝...等海蝕地形。海蝕門南側約 40 公尺處，可觀察到安山岩質的柱狀節理。



發育在都巒山層安山岩質角礫岩的海蝕門。

海蝕門南側出露了具有柱狀節理的安山岩。

3. 磯崎灣

磯崎灣為花蓮唯一的海水浴場，從北側芭崎停車場的瞭望台可以俯瞰整個磯崎灣全景。磯崎為一岬灣地形，上下兩側為堅硬的都巒山層，中間為脆弱的八里灣層，所以容易被海水侵蝕而形成海灣。磯崎沙灘綿延長二公里，與其南側龜庵岬與大石鼻山的凸出形成對比。



由芭崎停車場向南遠眺磯崎灣及大石鼻山。



由大石鼻山向北俯瞰磯崎海水浴場的景觀。

4. 蕃薯寮

蕃薯寮坑位於花蓮縣豐濱鄉水璉村南方，即台 11 線公路 18 號橋附近。蕃薯寮地區出現的岩層複雜，由西到東依次為上新世的蕃薯寮層、上新世到更新世的八里灣層和中新世的都巒山層，蕃薯寮溪切穿此三種岩層，形成十分特殊的河谷地形。在靠近蕃薯寮溪上游的部分，因為岩層屬於較軟弱的沉積岩層-蕃薯寮與八里灣層，所以因河水的侵蝕而形成開闊平緩的河谷地形，而靠蕃薯寮溪下游

的部分，則因屬於較堅硬的火成岩層-都巒山層，形成高聳的峽谷地形。



蕃薯寮的峽谷地形是蕃薯寮坑溪切蝕都巒山層所形成的地形。



由台 11 線公路向西眺望海岸山脈的景觀。

5. 水璉礫岩(欖樹橋)

水璉礫岩為八里灣層的一個岩段，以厚層礫岩與砂岩為主，偶夾砂頁互層與泥岩，礫岩具基質與顆粒支持結構、平行層理與交錯層理，單層礫岩與砂岩厚約 0.5-2 公尺，屬於深海上部沖積扇河道環境。水璉礫岩主要分布在海岸山脈北段水璉、磯崎與奇美地區。仔細觀察礫石的組成，可以分辨出砂岩、板岩、變質砂岩、及蛇綠岩等。



6. 花蓮溪口(嶺頂)

嶺頂又稱為嶺頂岬為海岸山脈北部的起點，花蓮溪在流經花東縱谷北部之後於此處注入太平洋，並在花蓮溪溪口形成河口沙洲，及因為巨浪將泥沙推回河口，使河口堆積的大量的泥沙而成為沒口溪的景觀。在嶺頂的海濱上佈滿了大大小小的岩石，這些岩石頭屬於火成岩類的火山角礫岩和凝灰岩為主，同時尚有一些砂岩等沉積岩及大理石等變質岩的礫石。



由花蓮溪口遠眺花蓮市，並可觀察到隨著季節變化的沙嘴地形。



嶺頂海岸的安山岩質火山角礫岩。

參考資料

- Allen, C.R. (1962) Circum-Pacific faulting in the Philippine-Taiwan Region. *Journal of Geophysical Research*, **67**(12), 4795-4812.
- Angelier, J. (1986) Geodynamics of the Eurasian-Philippine sea plate boundary. *Tectonophysics*, **125** (1-3), IX-X.
- Teng, Louis S. (1990) Geotectonic evolution of late Cenozoic arc-continent collision in Taiwan. *Tectonophysics*, **183**, 57-76.
- Yang, T.F., Lee, T., Chen, C.H., Cheng, S.N., Knittel, U., Punongbayan, R.S. and Rasdas, A. R. (1996) A double island arc between Taiwan and Luzon: consequence of ridge subduction. *Tectonophysics*, **258**, 85-101.
- 陳文山、王源 (1996) 十萬分之一海岸山脈地質圖說明書。經濟部中央地質調查所。
- 鄧屬予(2007) 台灣第四紀大地構造，經濟部中央地質調查所特刊，1-24 頁。

太魯閣峽谷地質野外實察講義

劉瑩三

國立東華大學自然資源與環境學系

臺灣位處全世界最大海洋板塊(太平洋海板塊)與全世界最大的陸塊(歐亞大陸板塊)之間，兼具了琉球弧溝系統與馬尼拉弧溝系統的雙重地體構造背景，同時在二億多年的地質歷史過程中，經歷了七-八千萬年前的南澳造山運動與五百萬年前開始的蓬萊造山運動及無數的風化、侵蝕、搬運、沉積等作用下，使臺灣擁有相當豐富的地質、地形現象。

太魯閣國家公園位於台灣的東部地區，於民國 75 年 11 月 28 日成立，區域的範圍跨越了花蓮、台中、南投三個縣市，南北長約 36 公里，東西寬約 42 公里，面積約 92000 公頃，是台灣地區成立的第四座國家公園，同時是國內面積第二大的國家公園(僅次於玉山國家公園)。區域內自然及人文資源豐富，是台灣地區極為著名的風景地區，因此自成立以來吸引了許許多多國內外遊客的造訪。提到太魯閣國家公園，為數眾多的高山、大理石峽谷、清水斷崖是大家耳熟能詳的自然景緻。除此之外，園區內眾多的岩石種類，如石英雲母片岩、綠色片岩、大理岩、片麻岩、變質基性岩，是形成重要地質景觀的基石。同時由大理石中所發現的化石得知這些變質岩大約在二億五千萬年以前開始形成的，是目前臺灣已知最古老的地質及構造單元。

由於太魯閣園區內地質作用所造成的岩石種類豐富、構造現象發達，地形上屬於陡峻的山地地形，同時本區內年降雨量超過 2500 公釐，提供了有太魯閣生命泉源之稱的立霧溪豐沛的水量，加上台灣島快速的抬升作用，河流侵蝕、沈積留下了高山、深谷、河階…等多變而突出的地形景觀，成為太魯閣國家公園中最重要的。

一、太魯閣地區的地質演化史

1. 古生代

台灣的位置一直與現今福建與浙江位在同一板塊(華南板塊)之上。古生代(5 億 8 千萬-2 億 4 千萬)時華南板塊還位在南半球，因為板塊移動使得華南板塊分裂離開原來的大陸而向北移動，從南半球經過赤道，而在古生代晚期到達北半球，與華北板塊結合在一起形成一個板塊。

2. 中生代

中生代初期(約 2 億多年前)，由於東邊的古太平洋板塊向西隱沒到華南大陸之下，產生板塊的擠壓作用使得台灣東側的岩層產生了變質作用形成了變質岩。之後，隱沒作用停止板塊處於穩定的環境，直到白堊紀才又進入另一次的板塊運動。

白堊紀初期(1 億 4500 萬)，位在台灣東側太平洋正展開一次有史以來最大

規模海洋板塊（古太平洋板塊）的張裂，此時古太平洋板塊以每年約 20 公分的速度急速地向東西兩側擴張移動，造成古太平洋板塊隱沒到東側美洲大陸和西側的歐亞大陸之下。這段期間的隱沒作用，在美洲大陸形成大規模的火山噴發，並且造成聳起的安地斯山脈與落磯山脈。亞洲地區也因為古太平洋板塊隱沒到歐亞大陸底下，而在日本—中國東南—馬來西亞地區形成大規模的火山噴發。台灣附近的火山就位在浙江、福建與廣東地區；太魯閣正是位於古太平洋板塊隱沒到華南古陸之下的隱沒帶。同時拜古太平洋板塊巨大的擠壓力量之賜，將隱沒帶的岩層拖曳到十數公里深的地底下；開始另一次的變質作用。約在白堊紀晚期（1 億年前），隱沒作用停止，華南地區的火山噴發消滅許多只有在局部地區有噴發活動；此時也解除了歐亞大陸板塊長久以來受到古太平洋板塊的擠壓作用。

3. 新生代(6500 萬年前~)

白堊紀晚期之後大地構造環境進入了板塊張裂時期，因此在歐亞大陸板塊上形成出許多陷落的盆地；台灣鄰近地區也逐漸沈陷形成許多盆地。新生代早期，太魯閣位在歐亞大陸的最東緣，因此也隨著地殼下陷逐漸沉沒到海洋之下，只有小部分還露出海面形成小島。

板塊張裂時期一直持續到約 600 萬年前，因另一次板塊的碰撞作用才又開始了新一階段板塊碰撞擠壓歷史，此次的板塊運動稱為蓬萊造山運動。約 600 萬年前，菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊碰撞在一起。這次的碰撞，不但將當時位在台灣附近大陸棚上的沈積層與岩層推擠隆起、露出海面，而且使先前已形成的台灣島更為擴大。碰撞初期也將太魯閣地區的變質岩拖曳到地下十數公里的深處，又一次造成大南澳片岩產生變質作用。此次被拖曳下去的深度較淺，所以形成的變質作用較小。大陸板塊比重較海洋板塊小，所以被拖曳到地底下時造成很大的浮力，當浮力大於向下拖曳的力量時，大陸板塊就會反向快速的向上升起，形成隆起的山脈。太魯閣地區的山脈就是到了約 300 萬年之後就開始快速的隆起。地殼隆起過程將地下的變質岩層逐一的抬升到地表。這些岩石雖然受到最後一次造山運動（蓬萊運動）的作用，而產生了變質與變形，但是前期在中生代時期造山運動中變質作用所形成的結構都還保留在現今的岩石當中。

二、太魯閣峽谷地區的地質

太魯閣峽谷地區的地質，屬於中央山脈地質區的東翼地質分區。出露的岩石種類以大理岩、片岩（包括綠色片岩、石英雲母片岩及矽質片岩）及片麻岩為主。

1. 變質作用與變質岩

所謂變質作用就是原本存在地球的岩石，因為所存在環境的變化造成岩石組成或結構的改變。而環境的變化則是指溫度或壓力的改變，因為溫度或壓力變化時會造成岩石中礦物成份的改變，或因而轉變產生另一種或多種的礦物，或則造成岩石結構的改變。

變質作用可依據變質作用發生的因素，即溫度或壓力，分成動力變質作用、

接觸變質作用及區域變質作用等三種。動力變質作用常發生在大斷層的附近，是一種範圍較小的變質作用，一般會形成斷層角礫岩、斷層泥及糜嶺岩等變質岩類。接觸變質作用就是火山活動所造成的變質，大規模的岩漿從地底漿與侵入到地殼時與周圍岩石接觸時會造成原來溫度較低的岩石產生成份的改變，稱為接觸變質作用；所以接觸變質作用都是發生在火山的地區。區域變質作用是指大範圍的變質作用，面積可達數萬至百萬平方公里的範圍，通常是板塊擠壓產生變質與變形的褶皺造山帶。

經過了變質作用的岩石即稱為變質岩。此時岩石就會開始產生化學與物理變化，而改變原來的礦物成分與岩石的結構，轉變成另一種岩石。例如地表由細粒的泥沉積形成的泥岩，當泥岩層隨著板塊的隱沒作用被帶到地底 10 公里深的環境，地底的溫度可能達到 300°C，壓力也已達到 2500 倍的大氣壓力。此時泥岩中的黏土礦物就會轉變為絹雲母、綠泥石等其他的礦物，岩石也因為受到壓力而產生板劈理，這種岩石稱為板岩；假如被掩埋到更深的地底下就會變成片岩，若溫度達 500°C 以上，則形成片麻岩。所以區域變質作用大都形成在板塊碰撞的造山帶地區，所以現今出露地表的變質岩帶大都是位在造山帶，例如中央山脈的大南澳變質岩區。

2. 太魯閣峽谷地區的岩石

太魯閣峽谷地區的岩石是台灣目前所知最古老的地質及構造單元。這些變質岩由原來的沉積岩（砂岩、頁岩、石灰岩）和火成岩（玄武岩、玄武質凝灰岩、超基性岩），經過多次的變形及至少二次以上的變質作用所形成的。這些經過中至高度變質作用所形成的岩石，以綠色片岩、石英雲母片岩、矽質片岩及大理岩為主，並有少量的片麻岩、變質砂岩、變質礫岩、角閃岩及富錳岩石。

(1) 黑色片岩

黑色片岩常被稱為泥質片岩或石墨片岩，主要是由頁岩變質而成。黑色片岩以各種不同厚度露，通常與千枚岩互層出露，有些部分並夾雜有變質砂岩及變質礫岩，天祥河谷附近的石英雲母片岩並夾雜著大理岩及綠色片岩。石英雲母片岩外觀上呈深灰色至黑灰色，由於石英雲母片岩具有良好的葉理面，容易順著葉理面剝落，常形成山崩、落石等現象。



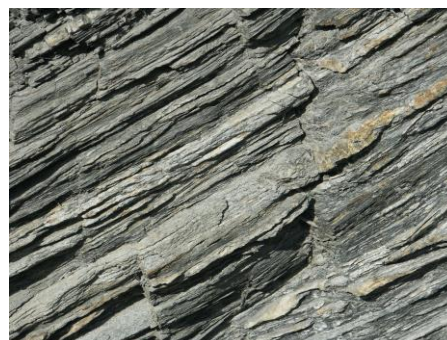
(2) 綠色片岩

綠色片岩為重要而普遍出露的岩石種類，綠色片岩主要呈厚層或薄層或凸鏡狀和其他變質岩成互層。綠色片岩呈細粒或中粒，外觀上為深綠色或暗綠色，由於片狀矽物如雲母、綠泥石、綠簾石等常順著某一些面平行排列，形成良好的葉理面。綠色片岩未變質前之原岩，推測係由基性火山碎屑岩及基性火山岩經變質而成。



(3) 矽質片岩

矽質片岩包括石英岩、石英片岩、及片狀砂岩，這類岩石主要由各種砂岩變質而成的，部分則由生物或化學生成之矽化岩石變質而成的。石英岩成塊狀外觀，不具葉理；石英片岩通常易因風化而呈灰色，並具有發達的葉理。



(4) 大理岩

大理岩為構成太魯閣峽谷中主要岩石種類，在野外大理岩以塊狀或薄層的形式出露，薄層大理岩則與綠色片岩或矽質片岩以互層的方式交互出現。大理岩主要由方解石所組成，僅含有少量的白雲石、石英及雲母類礦物。大理岩外觀顏色可分為三種，即黑色、白色及灰色。灰色的大理岩是最發達而且最多的種類。大理時常呈黑白相間條帶狀的外觀，此種現象看起來向層積岩的層理，實際上是因變質分凝作用所產生的葉理，此葉理已與沉積當時的層理截然不同。其中黑色部分則因為含有較多的含碳雜質所造成的。大理岩是由石灰岩變質而成的，生成這些巨厚大理岩的石灰岩，則是生長於溫暖、清澈的大陸側的淺海的珊瑚之骨骼及部分生物介殼所組成。



(5) 片麻岩

片麻岩主要出露在「大南澳片岩」帶之北部，中橫公路沿線則以白沙橋、燕子口附近為主要地點。新鮮的片麻岩呈灰黑色、經風化的片麻岩，因為岩石中鐵元素的氧化，具有紅棕色、鐵鏽的外觀。



3. 太魯閣峽谷地區的地層

太魯閣峽谷地區包含四個岩石地層單位，由老而新分別是開南岡層、九曲層、長春層及天祥層。

(1) 開南岡層

開南岡層以片麻岩及片岩為主，太魯閣峽谷地區的片麻岩於野外可清楚的分成兩個類型，一是葉理極為發達的片麻岩，又稱之為開南岡型片麻岩；第二種片麻岩的特徵為葉理不發達，具粗顆粒的晶體，狀似花崗岩，又稱之為溪畔型片麻岩。溪畔型片麻岩的另一項特徵為具有片岩或大理岩的包裹體，開南岡型片麻岩則未發現具有包裹體。片麻岩呈不規則的外形，斷斷續續的分布，主要在源頭山、開南岡（今和平）、和仁、溪畔等。

(2) 九曲層

九曲層以塊狀大理岩為主要岩石種類，外觀上常呈黑白相間的條帶構造，這些條帶狀的構造並非沉積當時的層理，而是變質分擬作用的結果。九曲層分布的區域自蘇花公路和平一帶，向南至大清水山至中橫公路九曲洞附近，再向南則出露較少。其中以中橫公路燕子口至九曲洞間的厚層大理岩，因為形成聞名遐邇的太魯閣峽最為顯著。

(3) 長春層

長春層的岩石種類以綠色岩（綠色片岩、變質基性岩及角閃岩）最多，夾有大理岩、石英岩等多種岩石成薄互層。長春層常因不同岩性及不同顏色的岩石成為互層，因此常表現出美麗的褶皺。長春層的分布相當普遍，但多零星出現，不似九曲層或天祥層有延續性的分布，中橫公路上以長春祠至寧安橋間及慈母橋附近為重要的出露地點。

(4) 天祥層

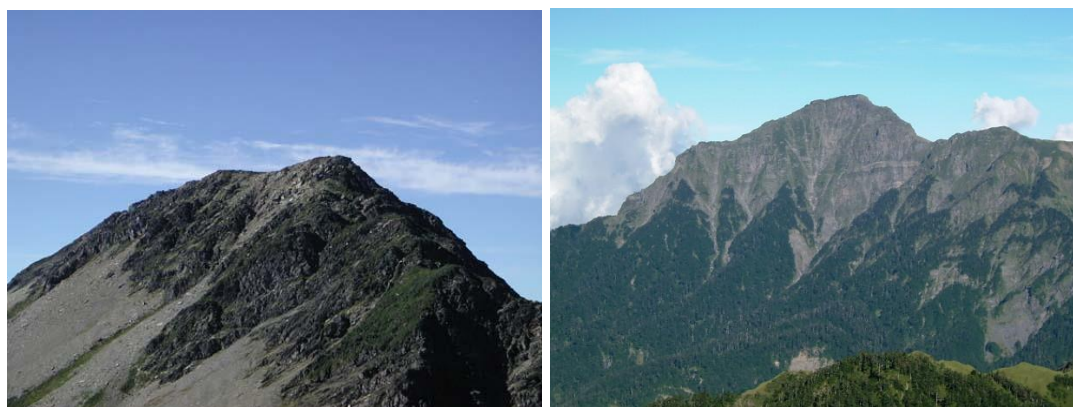
天祥層以石英雲母片岩及千枚岩為主，夾有少量數十公分至數公尺的變質砂岩或部分的變質礫岩。天祥層最大的特徵為含有大量且大小不一的外來岩塊，這些外來岩塊包括類似長春層的岩石，如綠色片岩、角閃岩及少量的大理岩，或類似天祥岩本身的岩石種類，如片岩、千枚岩、變質砂岩及變質礫岩等。天祥層的片岩及千枚岩經歷了多次的變質與變形作用，因此褶皺與再褶皺的作用強烈，形成許多緊密的褶皺型態，岩層中各種凸鏡體、串腸構造等不延續岩體比比皆是。天祥層的分布範圍是『大南澳片岩』中分布最廣的，中橫公路則以慈母橋、岳王亭以西至西寶均為天祥層的分布區域。

三、太魯閣國家公園的地形

太魯閣國家公園內地勢高聳，大致由中央及脊梁山脈向東、西兩側傾斜，其間山巒起伏，境內大部分地區海拔高度均在兩千公尺以上。河流則依地勢東、西流路，東側的主要河流立霧溪、三棧溪向東流入太平洋，脊梁山脈西側，則為大甲溪與濁水溪的上游部分。太魯閣國家公園內的地形特色，包括高山、海岸、溪流、峽谷及河階等。

1.高山

台灣島中央的高山地形稱為中央山脈，中央山脈可以分為東西兩條山脈，西側為雪山山脈，東側為脊梁山脈。脊梁山脈北起蘇澳，南至恆春半島，全長約 300 公里。崇德、蘇花地區就是沿著脊梁山脈的北端部分。太魯閣國家公園為中央山脈脊梁山脈的一部份，這一個山脈呈南北走向，在國家公園內自北而南包括了南湖大山、中央尖山、無明山、鈴鳴山、畢祿山、合歡山東峰、北峰、奇萊山北峰、奇萊主山及奇萊山南峰等三千公尺以上的大山，其中名列台灣百岳的高山達二十七座之多，這一系列的山頂無論在高度或氣勢上，堪稱為本島山脈的精英。中央山脈是第四紀新生成的山脈，而且至今還持續的在快速抬升。



南湖大山(左)及奇萊北峰(右)均是中央脊梁山脈的高山地形。

2.海岸地形

太魯閣國家公園東側蘇花海岸是唯一的海岸地形。蘇花海岸屬於地殼抬升的區域，因而海岸直接連接高聳的山脈，海岸都由堅硬的岩石所構成岩岸，加上斷層的截切成為斷層海岸。除此之外，和平溪與立霧溪所攜帶的大量沉積物，在河口與海岸形成特殊的和平溪與立霧溪沖積扇三角洲(扇洲)。



由立霧溪沖積而成的立霧溪沖積扇三角洲(扇洲)。

3.河流

太魯閣國家公園以中央山脈為分水嶺，以東為立霧溪及三棧河流域，以西則為大

甲溪及濁水溪的上游部分。其中以立霧溪為本園區中最重要的河流，河流面積約佔本處面積的三分之二。

(1)立霧溪流域

立霧溪流域位於脊樑山脈的東緣，主流源至奇萊山主峰之西北，河流全長約五十八公里，流域面積超過 60,000 公頃。立霧溪匯集其主要支流托博闊溪、陶塞溪、瓦黑爾溪、小瓦黑爾溪、老西溪及沙卡礑溪，因地勢向東注入太平洋。聞名遐邇的太魯閣峽谷即由立霧溪切鑿而成。

(2)三棧溪流域

三棧溪有兩支流，即南三棧溪及北三棧溪，南三棧溪源自帕拖魯山東坡，北三棧溪則發源余塔山南麓。三棧溪總留長約二十四公里，流域面積超過 12,000 公頃。

(3)大甲溪上游流域

本處園區南湖大山至合歡山一帶的區域，均為大甲溪的上游流域，其支流包括南湖溪、耳無溪、畢綠溪及合歡溪。其流域面積達 16,848 公頃。

(4)濁水溪上游流域

濁水溪源流區位於合歡山與奇萊山之間，流域面積約 3,420 公頃。



立霧溪(左)及三棧溪(右)為太魯閣國家公園內重要溪流。

4.河階

太魯閣國家公園區域內重要而明顯的地形特色，為高懸於立霧溪河床兩側的河流礫石階地與侵蝕階地。在中央山脈高聳陡峭的地形中，平緩而面積廣闊的河階地，顯得特別清晰，因而成為原住民生活居住及現在人文聚集與農場的良好地點。河階形成的原因包括：地殼抬升、海面下降(侵蝕基準面下降)及河流自然下切(均夷作用)。當河流

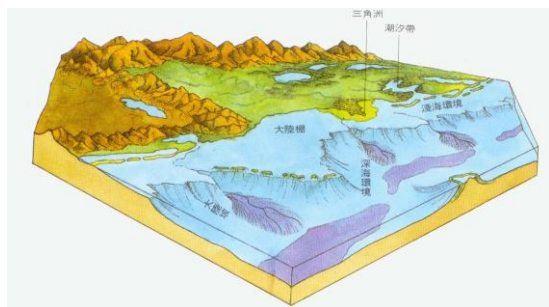


下切後，會在河岸兩側遺留古代的河床面，形成河岸上的平台。河階大多與造山運動有關(如圖所示為天祥河階)，僅有少數像布洛灣的河階與堰塞湖有關。

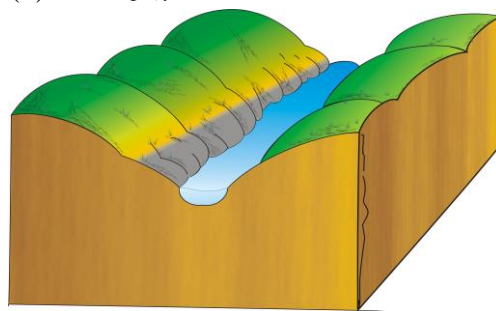
5.峽谷

在太魯閣國家公園內最著名的地形景觀為陡直矗立、雄偉壯觀的太魯閣峽谷，形成峽谷的過程大致可分為下列四個階段：(1)大理岩的形成：大理岩的形成可劃分為二階段，在第一階段裡，是海水中的生物骨骸及海水中的碳酸鈣沉積於海底，經過千萬年的累積，逐漸形成層狀的堆積物，堆積的過程中沉積物被晚期覆蓋的沉積物掩埋，同時進行固結、膠結等成岩作用，於是岩性越來越緻密，遂形成了石灰岩。石灰岩形成了以後，如果在被深埋於地下，組成石灰岩的碳酸鈣成分會因變質作用，進行再結晶作用，使得晶體顆粒變粗且重新排列，形成大理岩；(2)地殼運動：四百萬年前至今的蓬萊造山運動將深埋於地下的變質岩暴露餘地表，同時也發生了褶皺、斷層、風化與侵蝕等作用，由於台灣島的地殼隆起速率相當快速，因此造成河流的急劇下切作用，形成深山峽谷；(3)河流的侵蝕作用：大約在二、三百萬年前，即今日台灣島生成之初，整體而言是一個表面平緩的隆起高地。這個新隆起的緩起伏陸地上，降雨匯聚成河，經過風化作用的岩石碎屑和一些被溶解的物質，帶到大海去，而剝蝕掉一層巨厚岩層。河流的侵蝕作用日以繼夜，這種巨大的河流侵蝕作用，以及持續的地殼隆起運動，並配合上大理岩岩性的緊密膠結、不具剝離面與不易崩塌的特性，形成太魯閣深山峽谷的雛形；(4)立霧溪的作用：立霧溪大約形成於兩百萬年以前，由於台灣地區的高降雨量，持續的地殼隆起運動及強烈的河流侵蝕作用配合，經過了數十到數百萬年的歲月，終於雕塑出『太魯閣峽谷』這一美麗的奇景。

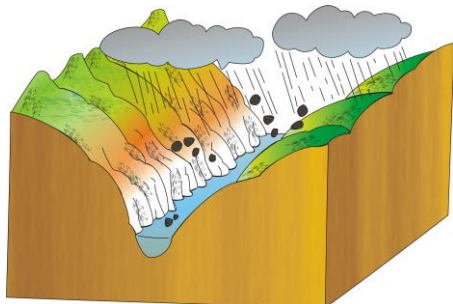
(1)大理岩的形成



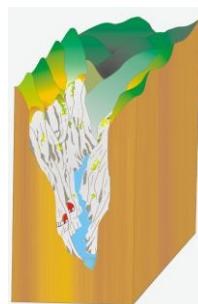
(2)地殼運動



(3)河流的侵蝕作用



(4)立霧溪的作用



太魯閣峽谷形成的四個階段。

四、實察地點簡介

1.燕子口

燕子口由厚層的九曲大理岩所構成，這些原本深埋於地底的大理岩，因為蓬萊造山運動，持續的隆起抬升作用與立霧溪不斷下切侵蝕作用下出露在地表。垂直陡峭的大理石壁，因河流所攜帶的砂石及漩渦，在大理石壁上磨蝕出圓形的凹洞，或因地下水流的出口垂直谷壁，溶蝕大理石形成凹洞，所具有的壺穴景觀。由於燕子喜好在此洞穴中築巢，形成中外聞名的「燕子口」。由於，壺穴的形成多於河床面上，而燕子口的洞穴已經距離河床數十公尺，代表了臺灣地殼上升的證據。位於燕子口、靳珩橋附近的印第安人頭，因其的外形類似印第安人而得名。此一特殊的地景係由黑、白相間的大理石所組成，因為河水沖蝕時，差異侵蝕將較軟的岩層帶走，留下軟硬的岩層，而形成如此奇特的地景。



滿佈壺穴的崖壁是地殼上升與水流下切的證據及差異侵蝕形成的印第安人頭。

2.慈母橋

慈母橋位於荖西溪與立霧溪匯流處-合流，是厚層九曲大理岩與綠色片岩及薄層大理石所組成的白楊片岩與谷園片岩間交界附近。慈母橋以東為厚層九曲大理岩，以西為白楊片岩與谷園片岩。由於綠色片岩與薄層大理岩的岩性軟硬程度及厚度不同，受構造運動的作用，極易形成不同型態的褶皺構造，如偃臥褶皺及劍套型褶皺。慈母橋附近的青蛙石，因外形類似青蛙而得名。青蛙石是由綠色的綠色片岩及灰白色的大理石所組成，是受到變質及變形作用所形成，後來又因為立霧溪水流的差異侵蝕作用形成青蛙石。



青蛙石由綠色片岩與大理岩形成的偃臥褶皺，慈母橋旁可見合流台地的礫石層。

3.天祥河谷

天祥舊稱塔比多(山棕之意)，位在塔次基里溪與大沙溪匯流之河階上，原為泰雅族(今太魯閣族)塔比多(Tupito)部落所在。天祥地區的岩石由黑色片岩、千枚岩、變質砂岩及變質礫岩所組成。片岩中可發現 190-120 百萬年前的溝鞭藻化石。由於天祥河床上可觀察到強力的剪切構造，及黑色片岩中夾雜有大理岩、變質燧石變質砂岩等岩塊，成為一雜亂無章的岩石組合，由此可推知天祥河床所表示的現象為陸地上很少觀察列在孤陸隱沒碰撞時，形成於增積楔狀體的傾瀉岩層。



位在大沙溪與塔次基里溪匯流處的天祥河谷，由石英雲母片岩、千枚岩所組成，並含有許多受到強烈變形作用與移位作用的大理石、變質燧石、礫石等岩塊。

4.九曲洞

太魯閣國家公園內峽谷的菁華所在，因大理岩緻密的特性，配合上臺灣島持續進行的抬升作用，形成了垂直陡峭的大理石壁。此一結合大理岩地質背景、溫暖多雨的氣候形成終年不斷的立霧溪切割大理岩及台灣島的激烈的地殼運動不斷使地層隆升，形成了聞名遐邇的「大理石峽谷」。岩石構成特殊，而且有巨大高差及陡峻坡度的懸崖峽谷地形。在太魯閣峽谷不僅可以看到變幻萬千的自然之美，甚至可以見到數億年前生成的古老岩石。太魯閣峽谷中的一線天，河谷寬度僅十餘公尺，最為著名。九曲洞步道科蘭溪與立霧溪的交會處，除了可觀察到峽谷與壺穴地形外，有一大理岩因差異侵蝕作用，形成狀似鯉魚上溯的「魚躍龍門」地景。



九曲洞峽谷的一線天，及科蘭溪與立霧溪交會處的「魚躍龍門」與壺穴。

5. 長春祠

長春祠位於舊台八線公路長春橋附近，修築在立霧溪曲流攻擊坡的懸崖峭壁上，是為了紀念開鑿建築中橫公路殉職人員在 1957 年設立的。祠旁終年不歇的湧泉，不僅形成「長春飛瀑」的美景，更是中橫公路的特殊地標。長春祠的岩石由屬於九曲大理岩及白楊片岩的大理岩、薄層大理岩夾石英質大理岩、石英岩及綠色片岩所組成，在立霧溪河床的岩壁上可以觀察到各種型態的褶皺。由於長春祠附近屬於曲流攻擊坡，加上大理石的溶蝕現象，使得長春祠在 1979 及 1987 年因為山崩落石導致長春祠本體及週邊設施毀損，目前的長春祠是 1996 年所重建。祠後峭壁開闢有階梯步道，沿步道循階而上沿可到觀音洞、太魯閣樓、鐘樓，亦可經由吊橋至禪光寺，此一階梯步道陡峭不易行走，有「天堂步道」之稱。



修築在立霧溪曲流攻擊坡的長春祠，中國式建築、湧泉飛瀑與落石是重要景觀。

6. 布洛灣

布洛灣在太魯閣語為回音之意，是由立霧溪攜帶中、上游的砂、礫、泥堆積而成的現代河階台地，台地共分上下二層，上台地海拔高度約 392 公尺，東西長約 200 公尺，南北約 150 公尺；下台地海拔高度約 300 公尺，與立霧溪河床高差約 150 公尺。由於立霧溪河道隨時間變遷，不斷侵蝕下覆基盤片麻岩岩層，並因曲流河道截彎取直，而在外側形成環流丘。布洛灣所在的平坦階地，成為現代及史前人類居住、耕種的場所。經由考古學者的調查與發掘，於布洛灣上、下台地發掘出不同時代的史前與現代文化遺址，即下層的十三行文化普洛灣類型與上層的近代泰雅族(太魯閣族)文化，以及其上近代日本人、漢人居住過的遺跡。



位於布洛灣下台地的布洛灣管理站，及緊鄰立霧溪的環流丘。