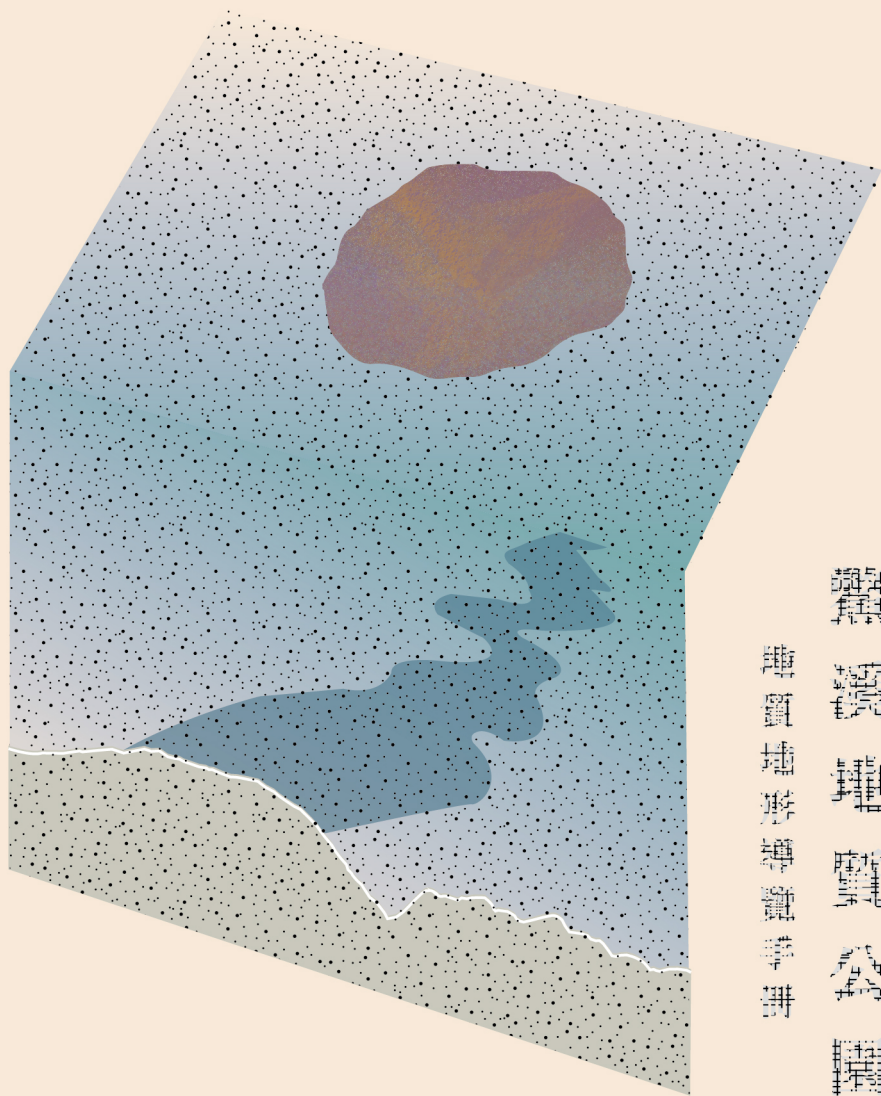


石話山河

李光中 策畫
賴序衡 著



編輯 賴序衡
繪圖 李光中

繪圖地影繪畫季刊

處長序

鰲溪地質公園自始參考世界地質公園指引，一方面和在地社區一同規劃具有地質重要性的場所和地景，以保護、教育和永續發展的整體概念搭建經營管理架構；同時致力彰顯鰲溪地質公園對在地社區的意義和價值，透過探索、珍惜和解說其地質和地景資源，提昇在地居民對其所在地區自豪感和認同，促進居民對在地社區發展面臨的關鍵問題有更多認識和理解。例如：保全活用地質資源、調適氣候變化的影響以及減少與自然災害有關的風險等；核心工作是和居民一起規劃和實施社區本位的地景旅遊，為居民產生新收入來源，並使該地區的資源得到更大的珍惜和保護。

繼 2021 年《山谷尋根—鰲溪地質公園景點解說手冊》編印及出版後，本處再度透過國立東華大學策劃，邀請賴序衡博士撰寫《石話山河—鰲溪地質地景導覽手冊》，聚焦於探索和展現鰲溪地質公園的地質地景科學知識及價值。在介紹基礎地質知識背景、簡述台灣造山帶與周遭地質史後，《石話山河》以精心繪製的地質地景平面和剖面圖、現場拍攝和標記的實景照片，輔助描述鰲溪流域的地層和地質構造特性，並選擇了 10 個地質景觀點、7 個地形景觀點，一一提供觀察要領，引領讀者探索鰲溪地質公園的科學奧秘。

《石話山河》提供了鯉溪地質公園設置的科學基礎，也鋪陳了在地生態、產業和文化資源的地質多樣性背景。期待本書除了增進讀者對鯉溪地質公園地質地形多樣性的認識、輔助社區本位的地景旅遊發展，亦有助強化公眾對自然災害風險意識及資源保全活用智慧，協助在地社群趨吉避凶，邁向與大自然和諧共生的願景。

林務局花蓮林區管理處 處長

黃群策

111.10.1 於花蓮

推薦序

『對專業人士而言，地質公園是進行科學探索的基地；對青少年以及公眾而言，地質公園是普及地球科學知識、進行啟蒙教育的課堂。』

引自 2004 年第一屆世界地質公園大會《保護地質遺跡—北京宣言》

『我們的地球帶給人類自然資源和優美地景等賜福，然而她有時也會發生地震、海嘯、火山爆發、山崩地滑和洪水等災難。在地質公園中教育公眾認識活生生的、動態的地球，會幫助我們一同思索如何與自然共處。』

當今人類正面臨前所未有的全球氣候變遷問題，地質公園擁有地球史上氣候變遷的地質紀錄，我們應該站在氣候變遷議題的前線，成為地方社區和權益關係人對於氣候變遷問題的教育者。』

引自 2012 年第五屆世界地質公園大會《島原宣言》

2021年編印的《山谷尋根—鶯溪地質公園景點解說手冊》，呈現一座以「里山倡議」為概念架構、保全活用「森-川-里」景觀、生態、文史和產業等各種資源為目標而規劃的地質公園。2022年編印的《石話山河—鶯溪地質地地形導覽手冊》，則直接聚焦於探索和展現鶯溪地質公園的地質地地形科學知識及價值。如同《島原宣言》所述，大自然同時賜予人類恩惠及威脅，如何善用恩惠（趨吉）和減輕威脅（避凶），即是今日的我們所迫切需要的「韌性」。《石話山河》奠定了鶯溪地質公園設置的科學基礎，引領讀者認識自遠古以來活生生的、動態演變的東台灣，幫助我們瞭解現今地形、水文、生態和土地利用的地質多樣性背景。本書在 918 東部地震後出版，也適時提醒我們需要更加學習如何趨吉避凶、與大自然和諧共生。

國立東華大學自然資源與環境學系
地景保育與社區參與研究室

李光中

111.10.1 於花蓮壽豐

作者序

筆者與鰲溪流域地質地形的淵源始於 2008 年，從什麼石頭都認不得的生手，經歷碩士與博士班十餘年的研究探訪，逐步了解地球歷史和萬物運作機制，但大自然導師永遠總會給你驚喜，每次來到此地仍都有新發現。越深入的觀察、探索和鑽研，便有越多收穫和越多未知。

「見山是山，見水是水。

見山不是山，見水不是水。

見山仍是山，見水仍是水。」－《指月錄》

台灣本島為全球最活躍的碰撞造山帶之一，是當代火山弧－大陸邊緣碰撞造山的典範，位於板塊縫合帶的東台灣花東縱谷與海岸山脈也因此是世界地球科學界研究的焦點。新鮮且豐富的岩石紀錄提供地質學家們分析並推演造山歷史，活躍地震紀錄供給地球物理學家豐富的資訊探測地球構造與板塊運動機制，多元的地形特徵與生態系統為地形學家與環境學家提供研究岩石圈、大氣圈和生物圈之間交互運作的絕佳自然實驗場。鰲溪流域的地質和地形資源豐富，可說是整座海岸山脈的縮影；其擁有台灣造山歷史最關鍵的地質邊界與岩石紀錄，東台灣研究歷史最悠久及透徹的活動斷層（池上斷層）監測網，及海岸山脈的最高峰（新港山）和代表性地形特徵。深入瞭解鰲溪流域的地質與地形，便可窺探整座台灣島數百萬年以來的山脈演化歷史。

本手冊內容將以四部分架構撰寫與呈現，首節說明地球構造、板塊運動及相關岩石種類成因的基礎知識背景；第二節引介台灣地區四周區域板塊構造框架、弧陸碰撞造山與山脈兩側沈積盆地系統演育、及海岸山脈地質特性的近期見解；第三節聚焦鰲溪流域地區的岩石紀錄，導覽本區地質與地層特徵，說明各「地

質景觀點」的重要性與觀察要點；第四節拉遠目光鑑賞鯨溪流地形特徵，依序解說並探討各「地形景觀點」的歷史成因及可能意義。

筆者有幸與參與這項跨部會（東華大學、林務局、水土保持局）與地方居民共同推動的鯨溪地質公園成立計畫。我也特別感謝計畫領銜人李光中老師的邀約與一路鼓勵，插畫家鄧敦方小姐的美術貢獻，以及東華大學顏君毅教授和臺灣大學羅立教授的審稿與指正，方使這本導覽手冊成功完成。因為近幾年學界對東台灣的地質和地球物理研究有許多重大發現和突破，不少傳統的台灣地質歷史、架構與概念正在被挑戰與討論；我在設計這本《石話山河》時閱讀不少近代文獻（引用文獻以上標代碼標示）與重製相關圖片。筆者期許這本地質導覽手冊，能將當下地質及地形學者們的最新研究成果及相關概念，以簡短科普白話文與現代風格圖文呈現，幫助沒有地球科學背景的讀者能以接近專家的視角探遊鯨溪地質公園、觀察地景、學習不同深度的科學知識，也令有專業背景的讀者能一起發想、討論、挑戰及突破。走訪園區內景點同時，不妨也認識與理解在地的人文發展歷史及故事（詳見另一本景點導覽手冊－《山谷尋根》¹），您或許會驚訝，這裡的自然、生命及文化緊緊相連。鯨溪地質公園的推動與設立，不僅為當前東台灣地球科學研究的碩果，推廣人文、文化與環境保護的試金石，也是邁向「與自然和諧共存」願景的里程碑。

賴序衡


2022.02.02

於美國俄勒岡大學地球科學系

目錄

處長序	林務局花蓮林區管理處處長 - 黃群策	4
推薦序	國立東華大學自然資源與環境學系 - 李光中	6
作者序		8
第一節	基礎地質知識背景	12
<hr/>		
圖一：	地球結構	14
圖二：	板塊運動及中生代以來板塊分合歷史	16
圖三：	岩石循環	17
第二節	台灣造山帶與周遭地質史簡述	20
<hr/>		
圖四：	東南亞晚新生代板塊運動史	22
圖五：	台灣弧陸碰撞造山模型	23
圖六：	台灣板塊構造框架與地質分區	24
圖七：	前陸盆地系統模型	25
第三節	鰲溪流域地質與地質景觀點	28
<hr/>		
鰲溪流域的地層		30
圖八：	海岸山脈地質與地層架構	35
鰲溪流域的地質構造		36
圖九：	鰲溪流域地質構造與古沈積盆地形貌	41
各地質景觀點觀察重點		42
圖十：	鰲溪流域衛星空照圖、地質圖、和地質景觀點位置	43
圖十一：	地質景觀點 G01- 富池橋	45

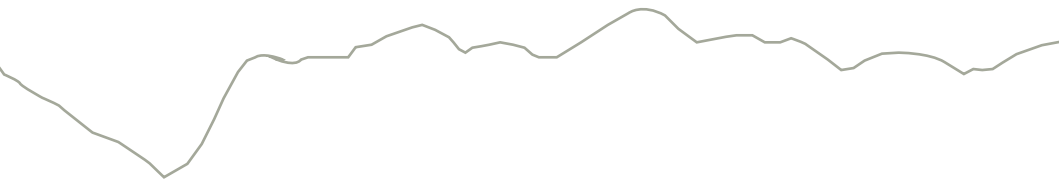
圖十二：地質景觀點 G02- 永豐大橋下	47
圖十三：陸坡 - 海底平原沈積系統與海底崩移作用產物	48
圖十四：地質景觀點 G03- 豐南教會	51
圖十五：地質景觀點 G04- 吉拉米代部落共同祭祀中心	53
圖十六：地質景觀點 G05- 第五號橋	56
圖十七：地質景觀點 G06- 石厝溝	57
圖十八：地質景觀點 G07- 中溝	59
圖十九：台灣東側古沈積盆地古坡向及古水流方向	60
圖二十：地質景觀點 G08- 九芎嶺	62
圖廿一：地質景觀點 G09 (地形景觀點 L06) - 二抱竹瀑布	64
圖廿二：地質景觀點 G10- 鰲溪越	65
第四節 鰲溪流域地形與地形景觀點	66
<hr/>	
圖廿三：鰲溪流域地形與坡度圖	69
圖廿四：鰲溪流域河道剖面與地形演化示意圖	73
各地形景觀點觀察重點	74
圖廿五：地形景觀點 L01- 豐南教會	75
圖廿六：地形景觀點 L02- 小天祥	77
圖廿七：地形景觀點 L03- 吉哈拉艾	78
圖廿八：地形景觀點 L04-L05- 中溝瀑布與女鬼瀑布	80
圖廿九：地形景觀點 L07- 鰲溪越	81
後記	82
參考文獻	84



第一節 基礎地質知識背景

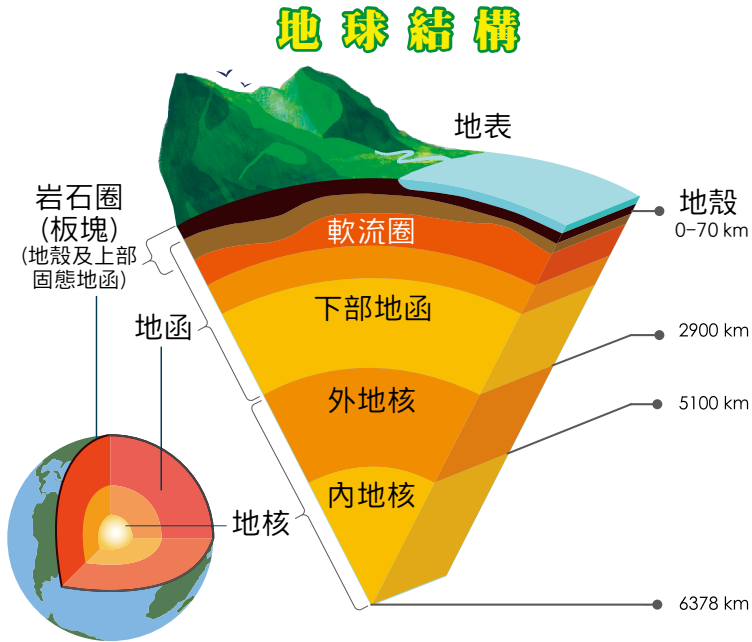
地球 – 我們的母星 – 為目前已知獨特擁有板塊構造運動（plate tectonics）的行星，其為對流星球內部與地表熱能的重要機制，也是太陽能量以外，推動物質循環、形塑我們生存圈外貌的重要推手。

地球內部具分層結構（圖一），可依「化學成分」由內而外劃分為鐵質的地核、超基性岩為主的地函、以及平均密度較低岩石構成的地殼（大陸地殼平均組成為密度較低的中酸性岩、海洋地殼平均組成為密度較高的基性岩）。今日我們生活圈為地殼表面，雖有高山與深海，但地殼最厚也只約 **60–70** 公里，佔整個地球半徑（約 **6378** 公里）非常小一部分，其厚度差異可類比為蘋果的果皮與果肉。有別於化學成分上的



分層，地球內部也可依「物理特性」做分層，由內而外可分成固態的內地核、液態的外地核、固態的下部地函、可流動的半固態軟流圈地函、表層的岩石圈（由固態的上部地函及地殼構成）。

我們平常所稱的「板塊」便是由連續的整片岩石圈構成，這些板塊（岩石圈）漂浮於軟流圈之上，像竹筏一般隨地函熱對流「飄移」四方。各板塊在地表以三種主要的相對運動模式交會，形成不同的板塊邊界類型（圖二）。在熱流上升處常形成「伸張型板塊邊界」，兩板塊相對分離，在大陸岩石圈中分離便形成伸張裂谷（如東非裂谷，岩石圈往邊界兩側拉薄；在海洋中，相互離開的兩板塊中間為中洋脊，中洋脊的張開使地



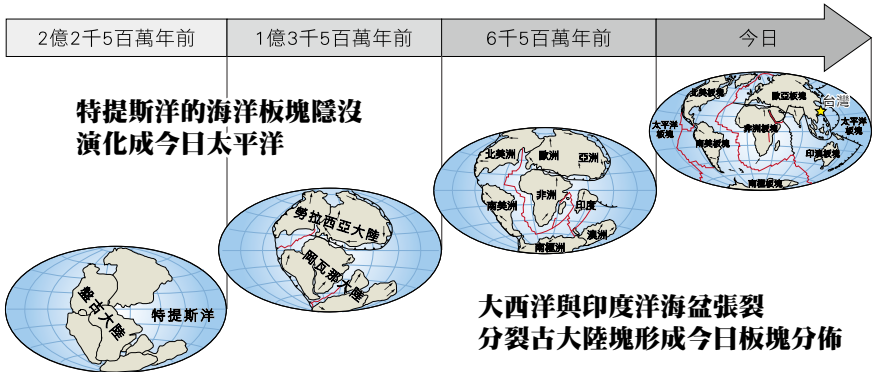
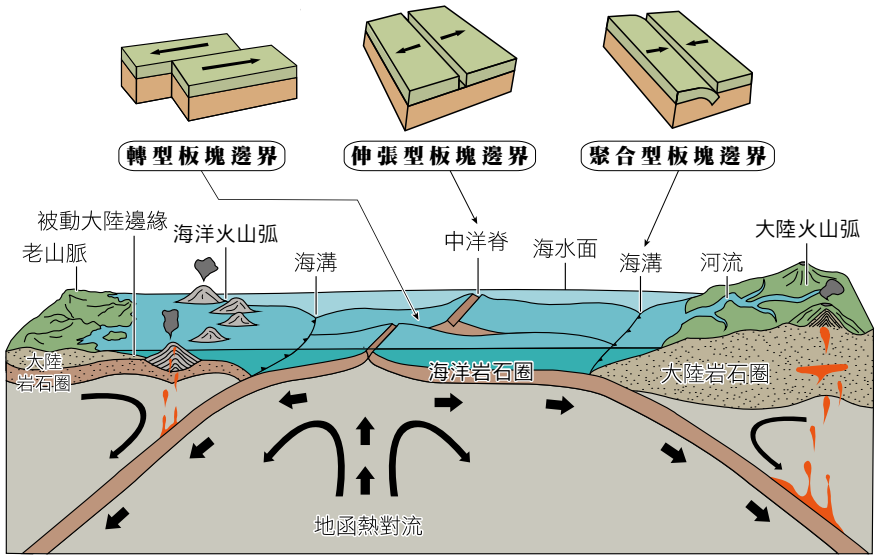
圖一 地球結構 地球成層構造示意圖

(未按厚度比例繪製，地殼表面的山脈地形和水深為誇張化呈現，陸地海拔高僅約 ~0-9 公里)

函熱岩石上湧並熔融，形成新的海洋岩石圈。若邊界兩側兩板塊平行於邊界走向相對移動，此邊界則為「轉型板塊邊界」，著名的例子為加州的聖安德列斯斷層帶。而「聚合型板塊邊界」為兩板塊相互匯聚處，也是地函熱流的下沉處；當兩板塊匯聚時，通常較薄且密度較高海洋岩石圈易下沉到密度較低的大陸岩石圈之

下，構成隱沒帶，並在隱沒處形成深邃的海溝；隨板塊在海溝隱沒，地表富含水和揮發性物質會被隱沒作用帶入上覆板塊底下的地函，造成該處地函岩石部分熔點降低（類似冰塊加鹽巴熔點會降低的物理機制），岩石部分熔融產生岩漿上湧，在上覆板塊上形成一系列平行海溝的火山，稱為「火山弧（volcanic arc）」，南美洲的安第斯山脈、日本群島含富士火山在內的火山群、台灣東北外海的琉球島鏈都是火山弧的例子。若當匯聚的兩板塊同為不容易下沉的低密度岩石圈（如大陸岩石圈或火山弧地殼），會產生板塊相互碰撞擠壓而造山，歐洲的阿爾卑斯山脈、中印邊境的西馬拉雅山脈、和台灣島都是這類碰撞造山所形成。

地函熱對流造成板塊的飄移與不同板塊邊界相互作用，裂谷將板塊一分為二，在中洋脊生成新的岩石圈，在海溝隱沒並銷毀舊的岩石圈，在碰撞帶聚合多塊板塊成一個大板塊，這些作用促使地球表面的板塊分分合合（圖二）。經全球地質學家們的發現與合作，透過跨洲的岩石和化石資訊對比，我們已知過去地表的大陸岩石圈曾聚合成一或二塊「超大陸」。距今約 2 億 2 千 5 百萬年前左右，整個地球表面僅有一塊超大陸命名為「盤古大陸（Pangea）」，該時期也是接近恐龍開始盛行的時代。這塊超大陸後來分裂成「勞拉西亞（Laurasia）」與「岡瓦那（Gondwana）」兩塊大陸，爾後大西洋與印度洋拉張成型，陸塊再逐漸分裂成今日的六大陸塊（北美洲、南美洲、非洲、南極洲、澳洲、歐亞大陸）。

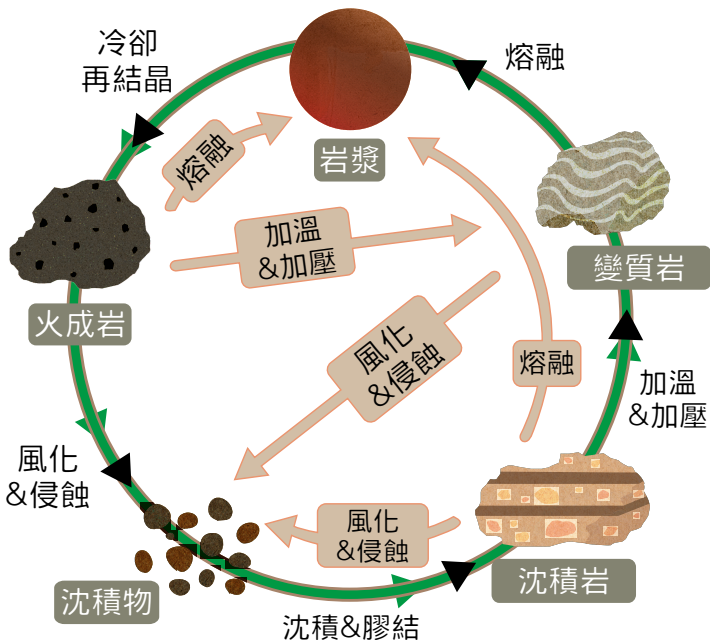


圖二 板塊運動及中生代以來板塊分合歷史

上圖為不同板塊組成、板塊邊界類型、板塊相對運動方式、及連動的滲函熱對流方向示意圖。在不同類型板塊邊界，會引發不同類型的地表變形特徵與火山活動。下圖為晚古生代以來地球表面板塊活動重建歷史，各類型板塊邊界（轉型、張裂、聚合）共同平衡作用，新海洋板塊張裂生成，舊海洋板塊隱沒銷毀，使大陸板塊（大陸岩石圈）的分分合合，逐漸演進至今日地理分佈。


多樣的板塊邊界活動和新舊岩石圈的消長，促進地表物質循環，造就不同種類的岩石。岩石有分三大類，包含「火成岩」、「沈積岩」與「變質岩」（圖三）。火成岩是經岩漿到地表或淺部地殼冷卻再結晶而成，如在板塊聚合（隱沒）帶的岩漿活動形成安山岩為主的火山弧，或在板塊張裂處的中洋脊形成玄武岩為主的海洋地殼。沈積岩是由地表作用風化、侵蝕、搬運或化學沈

三大岩類與岩石循環



圖三 岩石循環
三大岩類（沈積岩、火成岩、變質岩）的物質交互循環機制。

澱下來的沈積物（降解、磨碎母岩的物質），再經壓密和膠結作用所固結而成的岩石；其組成成分直接反應了侵蝕來源的石頭岩性或是環境的生物、化學特性，如火山附近侵蝕下來的碎屑堆成再積性火山碎屑岩、造山帶侵蝕下來的岩屑堆積成石英與變質岩屑主體的沈積岩、淺海環境生物活動豐富生成珊瑚礁石灰岩。變質岩則是原始母岩被深埋後在地下受加溫加壓轉變岩石性質（礦物組成、內部結構）形成，常見於隱沒帶將物質帶至深處地殼而變質，或在碰撞造山帶的山體深處變質而成。這些岩類亦可能再受到熔融形成岩漿，再結晶成新的火成岩。板塊運動（地球內部能量）與地表風化侵蝕搬運（由太陽能促進的大氣循環和生物作用）為三大岩性互相循環機制運行主要原動力。因不同岩類常在特定環境中形成，地質學家透過岩層的調查並測定其形成年代，便可推測過去該地發生的地質歷史。



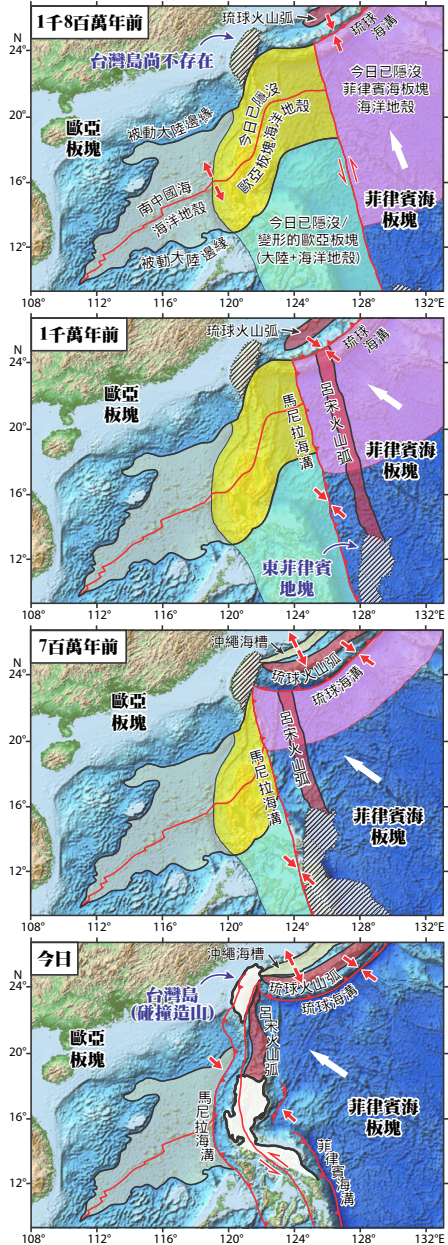
第二節 台灣造山帶與周遭地質史簡述

在中生代的盤古大陸上（約 2 億 5 千萬至 2 億年前），今日中國東南一帶的被動大陸邊緣（不是板塊邊界的大陸地殼與海洋地殼交界）堆積大面積淺海石灰岩。到了白堊紀時期（約 9 千萬至 7 千萬年前），當時的西太平洋板塊已向西隱沒，在中國東南陸塊上形成一系列火山弧（圖二），但之後隱沒作用停止。到了晚新生代（古新世），約 3 千萬到 4 千萬年前，南中國海的海盆開始逐漸張裂，拉開歐亞板塊的東南岸；此時南中國海東側的菲律賓海板塊已向北沿著琉球海溝隱沒至歐亞板塊



底下，並形成琉球火山弧（圖四）²。在約 1 千 7 百萬至 1 千 5 百萬年前（中新世），因菲律賓海板塊移動方向轉向更朝西北³，使得南中國海海洋地殼向東沿著先生成的海溝（馬尼拉海溝）隱沒，在菲律賓海板塊底下產生岩漿，岩漿上升至地表噴形成呂宋火山弧（圖五）。隨著馬尼拉海溝與琉球海溝的持續隱沒，歐亞板塊和菲律賓海板塊不斷相互聚合。到了約 7 百萬至 6 百萬年前，呂宋火山弧的地殼開始接觸歐亞板塊東南側大陸邊緣，海溝兩側變成都是難以隱沒的大陸岩石圈與火山弧相

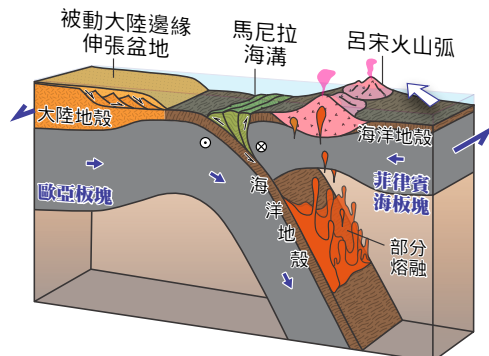
互聚合；因兩者都是密度較低的岩石圈不易下沉，故開始碰撞形成造山增生楔，隆起生成台灣島⁴。在隆起過程中，造山增生楔歷經數次的加速抬升，包含在約5百萬年前與在2-1.5百萬年前的加速抬升事件⁵。直到最近約1-0.5百萬年內，呂宋火山弧岩漿活動停止，火山弧前緣的地殼劇烈變形，部分岩石圈可能向下隱沒至菲律賓海板塊底下⁶，淺部地殼快速變形隆起形成今日海岸山脈^{7, 12, 14}，中央山脈也同時再次加速抬升⁵，逐漸演化成今日台灣的地質與地貌分佈（圖五）。



圖四 東南亞晚新生代板塊運動史簡化於當前最新發表的板塊相對運動歷史重建圖²。

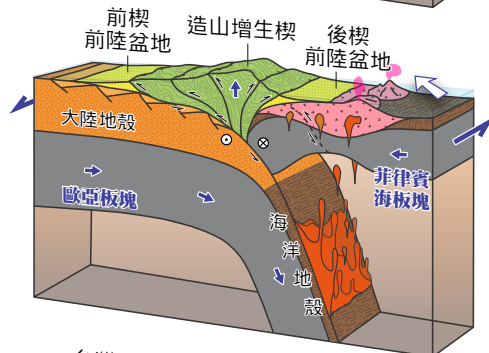
12-7百萬年前

- ◆ 歐亞板塊南海海洋岩石圈沿馬尼拉海溝隱沒至菲律賓海板塊下。
- ◆ 隱沒板塊飽含水及揮發物，釋出到地函降低岩石熔點，造成部分熔融生成岩漿。
- ◆ 爾後岩漿上升至上覆板塊地表噴發，形成呂宋火山弧。



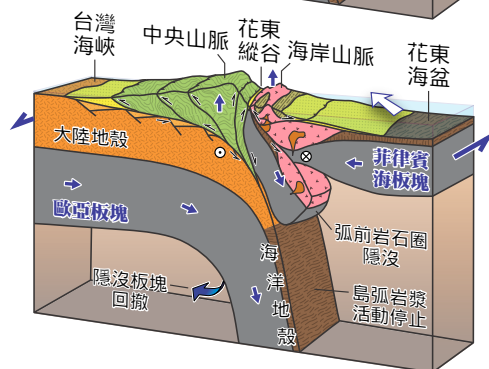
7-6至1百萬年前

- ◆ 歐亞板塊大陸岩石圈進入隱沒帶，因其較厚且密度較低不易下沉，與呂宋島弧地殼擠壓碰撞，隆起造山增生楔(古台灣島)。
- ◆ 造山帶地表受風化侵蝕，侵蝕下來的碎屑於兩側前陸盆地堆積。



1百萬年前至今日

- ◆ 兩板塊持續聚合擠壓，菲律賓海板塊弧前岩石圈向下隱沒逃逸，淺部島弧地殼及造山帶碎屑沈積物受變形隆起形成今日海岸山脈。
- ◆ 呂宋火山弧岩漿活動停止。
- ◆ 隱沒歐亞板塊大陸地殼物質及變質岩核心也一併加速隆起，形成今日中央山脈。



圖五 台灣弧陸碰撞造山模型

歐亞板塊的東南亞的大陸地殼被海洋地殼牽引入馬尼拉海溝隱沒帶，與隱沒作用產生的呂宋火山弧地殼碰撞，地殼岩石受擠壓變形形成造山增生楔隆起呈台灣島。模型圖及相關地質事件年代彙整並修改自近年發表^{4,6,12,14}。

上述地質史在台灣本島都能找到相應的岩石證據（圖六）：在中央山脈高度變質岩區，太魯閣帶的大理岩與花崗片麻岩便是變質自歐亞板塊的基盤岩（古生代的石灰岩與白堊紀火山弧根部的花崗岩）⁸；中央山脈與雪山山脈的板岩帶多源自歐亞板塊中國東南被动大陸邊緣的伸張盆地（與今日台灣海峽地下深處地層類似）⁹；台灣西部平原底下、部分西部麓山帶、與海岸山脈的沈積岩紀錄了快速造山隆起時，在山脈兩側沈積盆地累積侵蝕下來的碎屑^{4,10}；海岸山脈的基盤火成岩，則紀錄了呂宋火山弧的生成史¹¹。

台灣碰撞造山帶

- Mw** 恆春海脊碰撞增生楔
- Wf** 西部麓山帶(變形沈積岩)
- Hp** 恆春半島山麓(變形沈積岩)
- Hs** 雪山山脈板岩帶
- Bs** 脊梁山脈板岩帶
- Es** 中央山脈東部板岩帶
- Tb** 中央山脈太魯閣片岩帶
- Yb** 中央山脈玉里片岩帶
- d-Rf** 變形呂宋弧前地殼
(花東海脊, 海岸山脈)

台灣北-東北部及外海

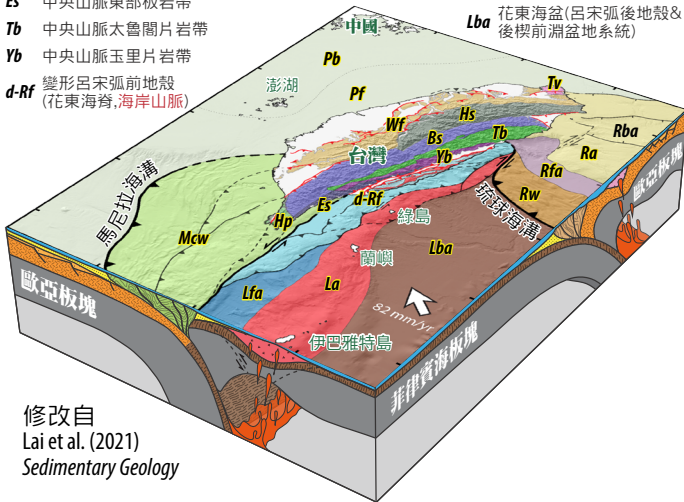
- Tv** 大屯火山群
- Rba** 沖繩海槽(弧後張裂)
- Ra** 琉球火山弧
- Rfa** 琉球弧前盆地
- Rw** 琉球海溝隱沒增生楔

台灣海峽&西海岸平原

- Pb** 被动大陸邊緣(前楔前凸起)
- Pf** 前楔前陸地系統

台灣東-東南部外海

- La** 呂宋火山弧
- Lfa** 南縱海槽(呂宋弧前地殼 & 後楔前淵盆地系統)
- Lba** 花東海盆(呂宋弧後地殼 & 後楔前淵盆地系統)

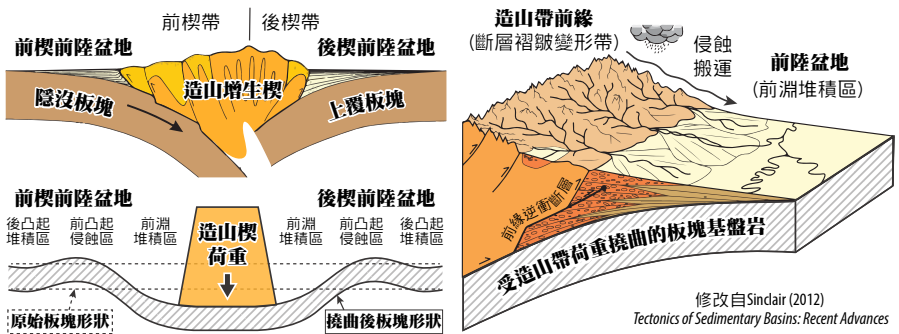


修改自
Lai et al. (2021)
Sedimentary Geology

圖六 台灣板塊構造框架與地質分區

修改自近期發表台灣地區板塊構造框架圖^{7,15}。

台灣造山帶的主體 – 中央山脈 – 主要以板岩與片岩帶等變質岩構成，其必須於地殼深處受高溫高壓變質才能形成；如今這些變質岩出露於地表，造就山峰與河谷，代表在山脈（造山增生楔）成長隆升過程中，原本上覆的表層未變質岩石已被侵蝕掉。這些侵蝕下來的碎屑，經地表作用（風、水等）長年搬運，堆積於山脈兩側的凹陷地「前陸盆地」中。由於前陸盆地的形成與造山帶的成長同步（見註 1），其盆地中的沈積物又是從造山帶中侵蝕下來的碎屑，地質學家透過研究山脈兩側前陸盆地的沈積地層物質組成、化石、與形成年代，便能推斷過去台灣在何時、何地、何種環境下開始造山。東台灣的花東縱谷為板塊縫合帶，縫合帶東側的海岸山脈便是由變形的「後楔前陸盆地」隆起而成（圖八）¹²，其岩石為地質歷史知識寶庫，提供研究台灣造山過程的材料；其地形為地殼抬升和地表風化侵蝕共同創造的成果，支持著生命的棲地與在地人類文化發展。鰲溪流域得天獨厚，藏有海岸山脈最具代表性的地質紀錄，



圖七 前陸盆地系統模型


碰撞帶的造山增生楔在板塊交會處增長增厚，其荷重將兩側剛性板塊下壓產生凹陷地與局部隆起，形成前陸盆地系統，堆積從造山帶侵蝕下來的碎屑¹³。

涵括海岸山脈所有的地形特徵。遊覽鯨溪就彷彿能全覽台灣島的成長史，小地方看天下。

後續章節將再更細部介紹海岸山脈及地質與地形特點，並依序解說鯨溪流域中值得留足欣賞的特殊地質、地形景觀點。

註 1 何謂前陸盆地？其如何形成的？

造山帶陸地前緣的凹地，地質學家稱之為「前陸盆地（foreland basin）」。我們知道板塊像是一片厚層的剛性板，漂浮於軟流圈之上（圖一），此板塊漂浮的現象專業術語稱為「大地均衡（isostasy）」。當地表有造山運動造成地殼增厚時（形成造山增生楔），巨大的山體重量乘載在剛性的板塊之上，令兩側的岩石圈向下折彎撓曲，產生的凹陷處變為前陸盆地（圖七）。前陸盆地系統中，被壓彎的剛性岩石圈並非表面到處都是凹陷下沉，部分地區是被擠壓拱起，故形成局部的下沉堆積區和上抬侵蝕區：鄰近山脈前緣的下凹地區為「前淵堆積區（foredeep）」，其後拱起處稱為「前凸起侵蝕區（forebulge）」，再向外又有下凹的「後凸起堆積區（backbulge）」。在造山增生楔兩側的前陸盆地，分別稱為「前楔（於隱沒板塊側）前陸盆地」與「後楔（於上覆板塊側）前陸盆地」¹³。以台灣為例，中央山脈分水嶺西側至西部麓山帶屬於造山增生楔的前楔帶，西部平原及台灣海峽為現今的「前楔前陸盆地」；台灣東部的「後楔前陸盆地」，則建構在菲律賓海板塊的海洋地殼及呂宋火山弧之上（圖五、圖六）。



第三節 鰲溪流域地質與地質景觀點

海岸山脈由菲律賓海板塊的呂宋火山弧和其上覆沈積岩一同變形而成（圖八），其底岩由老到年輕以底部火山弧地殼的火成岩及火山碎屑岩（都鑾山層）、淺海石灰岩（港口石灰岩）、與深海沈積岩（利吉層、蕃薯寮層、八里灣層）構成。這套地層序列說明了呂宋火山弧火山噴發活動先發生（約 1 千 5 百萬年至 6 百萬年前），接者此火山弧與歐亞板塊的大陸邊緣碰撞而火山活動減弱並停歇（圖四、圖五）；隨著造山增生楔的成長，前陸盆地開始發展在火山弧地殼之上，在前凸起處隆起受侵蝕形成不整合（地層年代缺失），抬起地殼於淺海沈積淺海石灰岩（約 5–3.5 百萬年前），同時開始接收來自造山帶的沈積物；隨後隨造



山帶山體不斷成長，火山弧向板塊縫合帶更加靠近，火山弧地殼受山體荷重下壓轉變成前淵堆積區，開始接收並累積侵蝕自造山帶的碎屑沈積物（約 4 百萬年到 80 萬年前）；最後（自 80 萬年至今），這整套地層受板塊聚合擠壓變形，大致沿東北—西南走向的逆斷層與褶皺構造壓縮（地殼縮短）與堆疊（地殼增厚隆起），造就今日南北向長（約 130 公里長）、東西向窄（約 20 公里寬）的狹長山脈。受構造變形傾斜的地層，隨逆衝斷層向西逆衝到花東縱谷裡，爾後受風化侵蝕，河流作用在表面留下近代堆積層（卑南山礫岩、其他晚第四紀河階堆積物），演化至今日海岸山脈全貌（圖八、圖九）。

鰲

溪

流

域

的

地

層

鰲溪流經海岸山脈的主要地層單位（見註 2），並出露台灣造山史的關鍵地層界線。以下逐一簡介各地層，與鰲溪流域中推薦一訪的地質景觀點（圖十～圖廿二）：

都巒山層

都巒山層為海岸山脈的基盤岩，主要由中新統（約 15–6 百萬年前）呂宋火山弧的中酸性火成岩（安山岩）和火山碎屑岩（由火山噴發活動相關的火山質碎屑堆積層）構成¹¹。這些火山弧的火成岩層和上面覆蓋的造山帶碎屑岩（利吉層、蕃薯寮層、八里灣層，約 4–3.5 至 1 百萬年前堆積）有約 2 百萬年的地層紀錄「不整合（unconformity）」，代表這些火成岩和火山碎屑岩先受地表作用侵蝕，然後再沉降被沈積物覆蓋；這時間紀錄的間斷期也並非完全沒有沈積事件，在約 5 百萬至 3.5 百萬年前，部分淺海地區堆積富含珊瑚與藻類的石灰岩（港口石灰岩）¹⁶，另外局部區域堆積受風化、侵蝕、搬運的火成岩和石灰岩物質而成的再積性火山碎屑岩（鰲溪再積性火山碎屑岩段）¹⁷（圖八）。

鰲溪流域中的都巒山層以再積性火山碎屑岩為主，因其在海岸山脈最代表性出露區域，故此地層段被命名為「鰲溪再積性火山碎屑岩段」，可在小天祥峽谷、台 23 線第五號橋、石厝溝等地深入觀察（地質景觀點 G05–G06，圖十六、圖十七）。此岩層也是本區最堅硬的底岩，因其遠比其他沈積岩還耐侵蝕，地層邊界處常形成明顯的坡度落差，呈現斷崖與瀑布等壯觀景色（地質景觀點 G09–G10，圖廿一、圖廿二）。

蕃薯寮層

南段海岸山脈的蕃薯寮層，以上新統至更新統（約 4 至 2.13 百萬年前）的黑色泥岩、褐色至灰色砂泥岩互層、與厚層崩移沈積物（崩移變形的砂泥岩和崩移外來岩塊）組成^{4,7}。砂泥質沈積物由混合風化侵蝕自火山弧地殼的火山碎屑、和造山帶的變質岩層共同組成。黑色泥岩可能為遠洋飄泥塵降到安靜深水環境的產物；砂泥岩互層較多的區段，可見各層底部侵蝕面及由底部向上沈積物顆粒變細等「正級層」沈積構造，為海底濁流（turbidity current）的產物（圖十四）。崩移沈積物中可見巨大的外來岩塊（地質景觀點 G07，圖十八），證明是為海底山崩的產物。許多濁流岩和海底崩移特徵，代表這些沈積物可能直接來自鄰近的造山帶前緣海底斜坡（圖十四、圖十九），隨重力滑落到後楔前陸盆地中的前淵堆積區（圖八）。

八里灣層

南段海岸山脈八里灣層以更新統（約 2.13 至 0.8 百萬年前）的灰色砂泥質濁流岩爲主，內夾數層岩性混亂的礫質泥岩層與少量的凝灰岩^{4,7}。八里灣層底部有一層厚 200–400 公尺厚的礫質泥岩層，被定義爲八里灣層和蕃薯寮層的交界指導層（marker bed）（地質景觀點 G08）。這些礫質泥岩爲海底岩屑流的堆積物（圖二十），也與海底山崩作用有關。如同蕃薯寮層，八里灣層的濁流岩和海底岩屑流岩都堆積在後楔前陸盆地中的前淵堆積區（圖八）。那些少量的凝灰岩，可能與當時前陸盆地東至東南側還殘存的呂宋火山弧（如當時的綠島、蘭嶼、或同系列火山）的火山噴發事件造成（圖五）¹⁸。

八里灣層的沈積物幾乎都是來自造山帶的碎屑構成，來自呂宋火山弧的物質已微乎其微（和蕃薯寮層的主要不同之處）；其中可看到越來越多的板岩岩屑變質砂岩圓礫與板岩岩屑，代表當時造山帶的地表已出露大量的低度變質岩；變質岩屑先在陸地上被搬運磨圓，再被送到八里灣層裡堆積。鰲溪流域內八里灣層主要都在最東南側的九芎嶺一帶（地質景觀點 G08，圖二十），分水嶺以南的馬武溪（泰源盆地）內有較大範圍的出露（地質景觀點 G10，圖廿二）。

利吉層

利吉層也是台灣造山帶後楔前陸盆地中前淵堆積區的沈積岩，以上新統至更新統（約 4 至 1 百萬年前）的混同岩（mélange）構成，與蕃薯寮層和八里灣層相互交錯疊置（互層關係）且沈積年代一致（圖八）。此混同岩是以泥質沈積物爲主體（基質），夾雜大小不一來源不同的外來岩塊（岩塊含未變質

的砂泥岩、火山碎屑岩、安山岩、蛇綠岩、石灰岩、變質砂岩等岩性)。這些岩塊大致順著區域地層的層理面排列,但各層內富含混亂的沈積變形構造(地質景觀點 G02,圖十二),主要為海底山崩造成的產物¹⁹。而在泥質基質內,許多地方可見片狀的光滑摩擦面,稱作「鱗片狀葉理(scaly foliation)」,為泥岩被剪切後的特徵(地質景觀點 G03,圖十四);這些剪切可形成於海底山崩時巨大滑落塊體的底部拖滑帶(圖十三),亦可能是後期受斷層剪動變形造成(地質景觀點 G01,圖十一),或兩者都有。這些海底山崩和斷層活動的剪切,可能從其他地區將「外來」岩塊帶入岩體,是造就其混亂岩性組成的主因。這種混雜的岩體經常出現在碰撞造山帶的板塊縫合帶,是造山過程中兩匯聚板塊物質混合的直接證據²⁰。

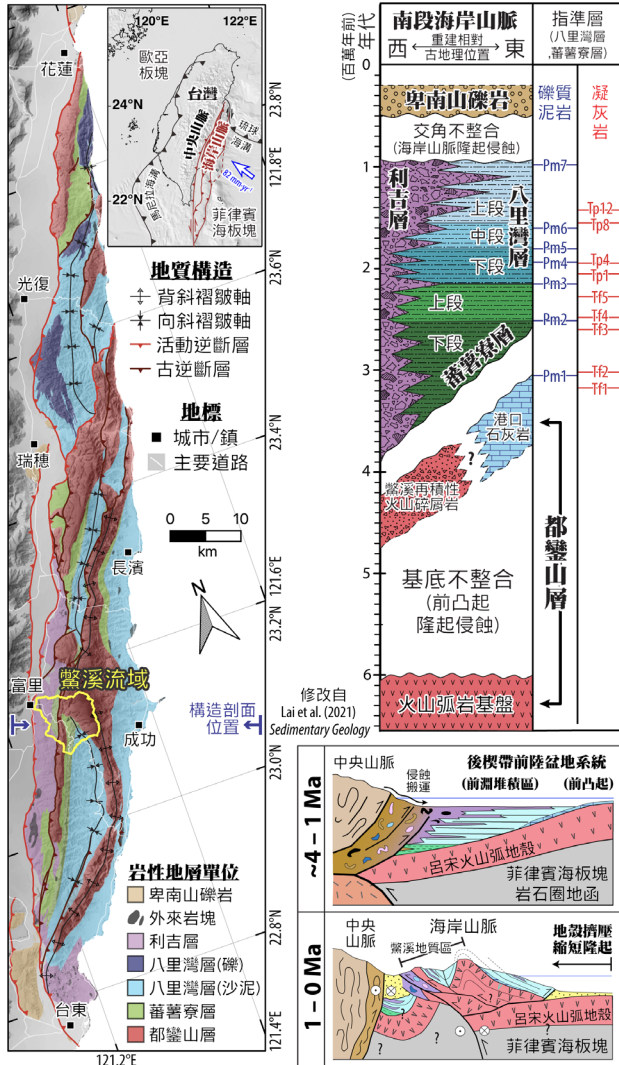
河階礫石堆積物

鰲溪流域最年輕的地層單位為全新世(距今約 500–8000 年前^{21,22})的河階礫石堆積物(地質景觀點 G01,圖十三),為鰲溪下游花東縱谷中的河流(如秀姑巒溪)所沖積出來。這些河階堆積層形成於海岸山脈底岩已被變形之後(底下利吉層、蕃薯寮層、都巒山層已被構造變形傾斜且抬升)。這些礫石堆積物以距離當今河道有段高差,顯示古河道已受地殼抬升(垂直抬升速率平均每年約 11.3–27.4 mm),是世界上抬升速率最快的地方之一,河流逐漸下切後而將這些沈積物殘留在被隆起的河階上。

註 2 什麼是「地層單位」？

地質學家在做地質調查時，會將不同類群的岩層做歸類，將劃分好的石層群命名，並賦予分類的「位階」。當今主要的分類依據是岩性（石頭的外觀特徵、成分組成、結構質地等），最常使用的分類位階為「層（formation）」²³，如都巒山層的「層」為火成岩和火山碎屑岩構成，若任何在在野外觀察到這類岩性，便可第一時間知道當下觀察的石頭是「誰」。當然，就像人類中可分出形形色色的不同族群一樣，一個「層」也或可再作細分；若某個區域的該地層岩性較獨特，或可用「段（member）」這個較低位階的地層單位作分類，如鰲溪再積性火山碎屑岩段的「段」。這些分類和地層命名方式，歸根究底是為科學家方便描述及歸納觀察結果，並有效進行研究分析。隨著科學研究進展，新的野外發現可能挑戰或推翻過去的分類認知，地層因此可能被重新分類和改名；舉個例子來說，海岸山脈中以造山帶碎屑構成的沈積岩，早期以沈積物顆粒大小被分類與命名為奇美層與大港口層²⁴，但這分類方式已偏離當今我們對這套地層岩性的認知與了解，在很多海岸山脈不同區域不適用且造成困惑，故現已改為以岩性成分組成為主要分類依據，被蕃薯寮層與八里灣層兩地層名給取代^{25,26}。

若一個區域出現兩個不同的岩性地層單位，僅代表本區有兩類不同的岩石類群。這不同岩石類群可能形成於不同年代，也可能形成於同年代。正常疊置岩層，年輕的地層會疊在老的地層之上，如較年輕的蕃薯寮層疊置在較老的都巒山層上；而蕃薯寮層與利吉層則是相互交錯疊置（互層）側向漸變的關係，意味著部分利吉層與蕃薯寮層為接近同時堆積形成（圖九）。



圖八 海岸山脈地質與地層架構

左圖為全海岸山脈簡化地質圖以及鶯溪流域的地理位置。右上為南段海岸山脈地層單位名稱及分佈架構。右下為鶯溪流域一帶海岸山脈約 4 百萬年前 (Ma) 至今東 - 西向地質構造演化^{7,27,28}。

鰲
溪
流
域
的
地
質
構
造

經超過半個世紀以來地質調查、地層定年和對比，科學家已知海岸山脈的沈積岩（利吉層、蕃薯寮層、八里灣層）過去水平覆蓋在向西緩傾斜的火成岩基盤（都巒山層）之上，年代較老的沈積岩（如蕃薯寮層底部）首先堆積在盆地西側和岩盤接觸，在盆地東側則是較年輕的沈積岩（八里灣層）與岩盤接觸，形成西側較厚（今日鰲溪一帶）、東側較薄（今日成功鎮一帶）、沈積年代整體由西向東變年輕的深海沈積盆地（圖九），整體沈積盆地的幾何形貌符合後楔前陸盆地中前淵堆積區的特徵（圖七）。然而，這個深海沈積盆地目前已經隨著歐亞板塊和菲律賓海板塊的擠壓、台灣的碰撞造山作用變形而隆起（圖五），成為陸地上的山脈。

碰撞造山的地殼的隆起，與地殼的縮短和增厚有關。這些地殼的縮短和增厚，多半由逆斷層（註 3）和伴隨的褶皺構造（註 4）完成。南段海岸山脈有兩條主要的逆斷層構造，分別為「都巒山斷層」和「池上斷層」，兩條斷層的斷層帶都在鰲溪流域出露（圖九、圖十）：

都鑾山斷層

都鑾山斷層是為斷層面向東傾斜、上盤向西逆衝的逆斷層。在鰲溪流域的吉拉米代部落共同祭祀中心旁河岸可見其斷層帶（地質景觀點 G04，圖十五）。此斷層的斷層面今日成高角度（ $>70^\circ$ 向東傾）²⁹，原在地下深處的斷層破壞帶（被斷層活動摩擦加熱、剪碎的地帶）已出露在地表。此斷層東側有伴隨形成的褶皺（向斜與背斜），是將南段海岸山脈將火山弧基盤（都鑾山層）抬起的主要逆斷層構造。然而其今日已停止活動，主要的變形量已向西轉換到較年輕的池上斷層逆衝滑動面上（圖十）。

池上斷層（縱谷斷層）

池上斷層也是斷層面向東傾斜、上盤向西逆衝的逆斷層。其為在海岸山脈西源花東縱谷斷層系統的主要活動區段³⁰，在鰲溪河口處的富池橋南岸出露其斷層跡（圖十）。此斷層將約 4 百萬年前的利吉層深海沈積岩，逆衝至近代（數千年內）才堆積的陸地河流礫石堆積物上（地質景觀點 G01，圖十一）。這條斷層相當活躍，地質學家在這條斷層設有數個地表變形監測站：歷史上有記錄到數次較大地震事件，例如 1951 年池上地震³¹與 2006 年成功地震³²，對附近城鎮造成破壞，居民生活受嚴重衝擊。除了地震發生時一次瞬間大量能量釋放與斷層滑動外（學界稱「同震（co-seismic）變形」），此斷層每年也都有少許的潛移（稱「非同震（aseismic）變形」）³³。綜合所有同震與非同震的斷層活動，今日的海岸山脈地殼仍不斷快速的抬升，鰲溪流域內留下許多岩床河階便是最佳的證據（細節見第四節說明）。

註 3

何謂斷層？

斷層是剪切截斷岩層的構造面（可為平面或曲面），為岩層形成後承受不住後期大地應力而變形產生。在斷層面上方的塊體稱為「上盤」，在斷層面下方的塊體稱「下盤」。大地應力可能垂直斷層面造成擠壓或伸張，在擠壓環境中，上盤順著斷層面向上衝造成岩層縮短與跌置增厚，此類斷層稱「逆斷層」；而在拉張環境中，上盤順著斷層面向下滑而稱「正斷層」，造成岩層拉長與減薄；大地應力也可能沿平行斷層面走向剪斷地層，使兩側塊體相對彼此側向滑移，稱「走向滑移斷層」。大地應力也可以同時具有垂直與平行斷層面的運動分量，使斷層兩側快體不僅相對垂直運動，也相對側向滑動。在台灣碰撞造山帶，歐亞板塊和菲律賓海板塊相聚合方向並非完全垂直於板塊邊界（圖五、圖六），因此東台灣斷層大部分為帶有左移分量的左移逆斷層。

鰲溪流域中有出現三大主要大致南－北走向的褶皺構造（註 4），包含「都巒山背斜」、「泰源向斜」、與「鰲溪背斜」。這些褶皺構造使得原本位態是接近水平前陸盆地地層被折彎和堆高成山，根據南段海岸山脈最年輕沈積岩的形成年代得知，這些褶皺構造開始活動的時間應不超過 80 萬年前⁷，但目前已都停止變形活動。各地層單位因被折彎而在地表重複出現，因各地層單位的岩性抗侵蝕強度不同，這些褶皺構造也決定了海岸山脈的地形分佈（圖九）。

註 4

何謂褶皺？

褶皺是岩層折彎後的構造，為岩層在形成後受後期大地應力變形的產物。在擠壓環境中，褶皺也是岩層縮短和增厚的有效變形方式（在不剪斷岩層的前提下）。常見的褶皺為兩類，彎折的中心（褶皺軸處）岩層向上拱起，形成 A 或 \square 字形的褶皺，稱為「背斜」；而彎折的中心岩層向下凹，形成 V 或 U 字形的褶皺，稱為「向斜」。

都鑾山背斜

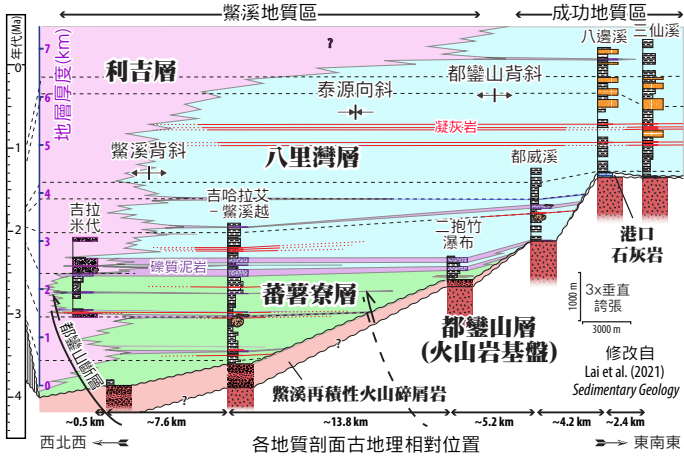
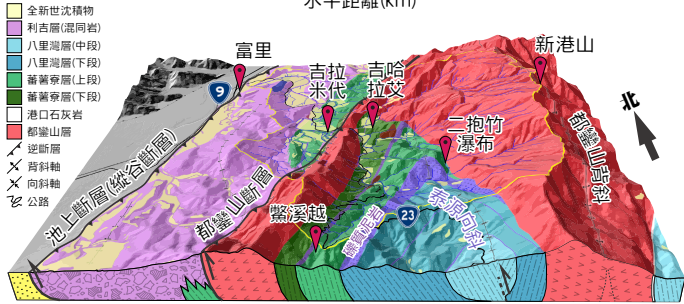
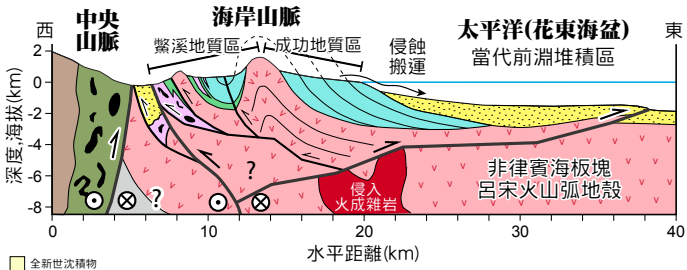
都鑾山背斜為海岸山脈骨幹構造，褶皺的核心（近褶皺軸處）為向上拱起的都鑾山層火成岩及火山碎屑岩，因最耐侵蝕而構成南段海岸山脈的主稜線、向西流（往花東縱谷）和向東流（往太平洋）水系的分水嶺。

泰源向斜

泰源向斜於都鑾山背斜西側，兩褶皺的褶皺軸接近平行。向斜兩翼的基盤岩（都鑾山層）同時出露於流域東西兩側，因較抗侵蝕形成兩道陡峭的山脊，其他較軟弱的沈積岩（蕃薯寮層、八里灣層、利吉層）則形成較低緩的坳地；向斜的軸部地區低地被山脊包圍，形成今日的泰源盆地地形（地質景觀點 G10，圖廿二）^{28,34}；堅硬與軟弱岩石不整合交界處形成陡峭的地形落差，造就瀑布與斷崖美景（地質景觀點 G09，圖廿一）。

鰲溪背斜

鰲溪背斜為一個緊密（軸部地層彎折的夾角很小）的背斜褶皺，緊鄰都鑾山斷層帶，可能是都鑾山斷層活動時在斷層帶一併變形形成。在吉拉米代部落共同祭祀中心河岸可見軸部區域（地質景觀點 G04，圖十五）。



圖九 緊溪流域地質構造與古沈積盆地地貌

上圖為依實際比例繪製兩段海岸山脈東-西向地質構造解釋剖面¹⁴，構造剖面位置見圖八。中圖為套疊緊溪流域地質構造資訊(圖十)到數值地形模型上。下圖為利用從各區域岩性地層柱對比重建出的古沉積盆地二維剖面^{7,27}。

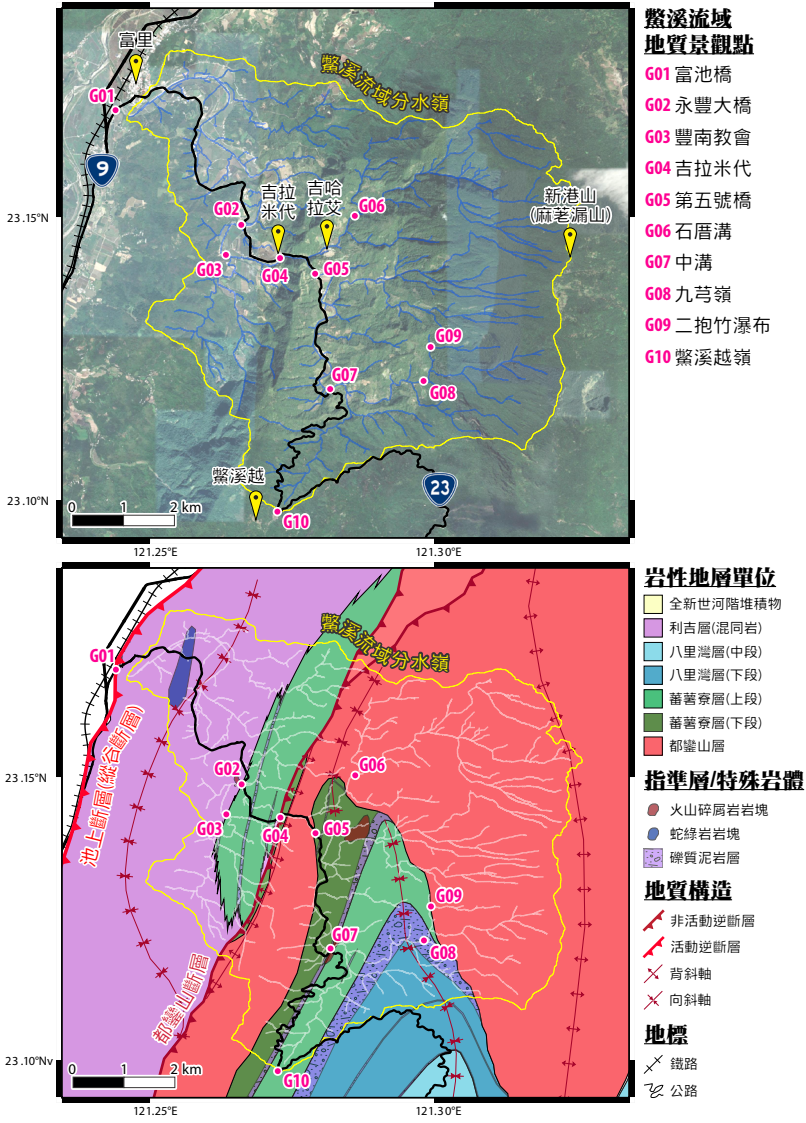
各
地
質
景
觀
點
觀
察
重
點

鰲溪地質公園首先規劃十個地質景觀點（G01-G10），大多鄰近台 23 線道路沿線，少部分需通過地方產業道路或溯溪徒步探訪。這十點地質景觀點涵括最重要的地層邊界、代表性的各地層岩性露頭、關鍵地質構造、及與這些地質特殊性相關的地形景觀。

G01：富池橋

本處可見海岸山脈的利吉層的深海沈積混同岩（沈積年代約 4 百萬至 3 百萬年前），沿池上斷層逆衝到近代（數千年內）堆積的河階礫石堆積物之上（圖十一）。斷層核心附近可見密致發展、接近平行斷層面的剪切斷面穿透於兩側地層中，這是因為斷層活動時並非所有的地殼變形都集中在該斷層滑面上，部分變形量會分散入兩側地層。

利吉層主體大多是沈積性混同岩，由發生在沈積物豐富的大規模海底山崩所產生的橫層崩塌物（圖十三）；基質主要為泥質海洋沈積物，以侵蝕自造山帶的黏土礦物和低度變質岩屑組成；基質內夾大小不一、岩性不同的岩塊（圖十二、圖十四）；此沈積性混同岩受池上斷層的活動而二次擾動，在基質中發展許多光滑油亮的摩擦面（鱗片狀葉理）。因其同時具有沈積、構造作用產生的特稱，學者稱之「複成因混同岩（polygenetic mélange）」³⁵；此複雜的岩石混合現象，為碰撞造山板塊邊界的關鍵特徵（註 5）。



圖十 鰲溪流域衛星空照圖、地質圖、和地質景觀點位置
 衛星空照圖（取自 Google Earth Pro）及地質圖^{7,28}。

註 5 何謂混同岩？

「混同岩 (mélange)」是一個岩石的種類，描述一種大尺度（大到需在 1:25000 比例的地圖上獨立成一個單位描繪）的混亂岩體，包含各種不同來源的外來岩塊（非來自在地附近的完整岩體的岩塊），夾在被擾亂的基質裡（基質：顆粒大小遠小於岩塊且較為均質的物質）。其成因為大尺度的地層破壞與擾亂，可能由沈積作用（如大規模崩塌作用）、貫入體的上衝作用（如泥岩或鹽岩等容易被軟質變形擠壓而上竄入其他岩體）、構造作用（如大尺度斷層剪切），或是上述三類作用的任意組合造成（稱複成因混同岩）^{36,37}（圖十三）。這類岩石常在板塊邊界發現（不論古今），尤其是板塊聚合、碰撞造山帶。地質學透過研究其分佈可重建板塊分合歷史（圖二），分析其特性可探討板塊聚合時地殼如何變形與混合、山脈如何成長。



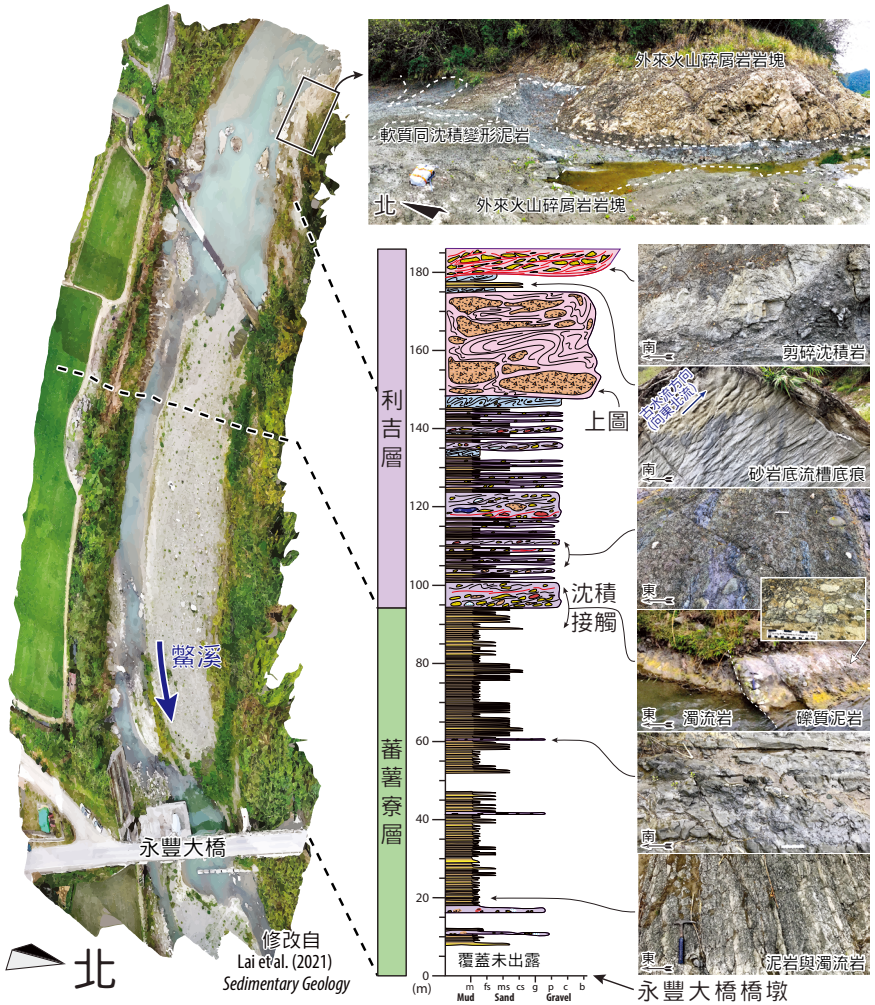
圖十一 地質景觀點 G01- 富池橋

池上斷層將利吉層的混同岩逆衝到年輕的河階礫石堆積物之上。照片由國立中央大學林殿順教授提供。

G02：永豐大橋

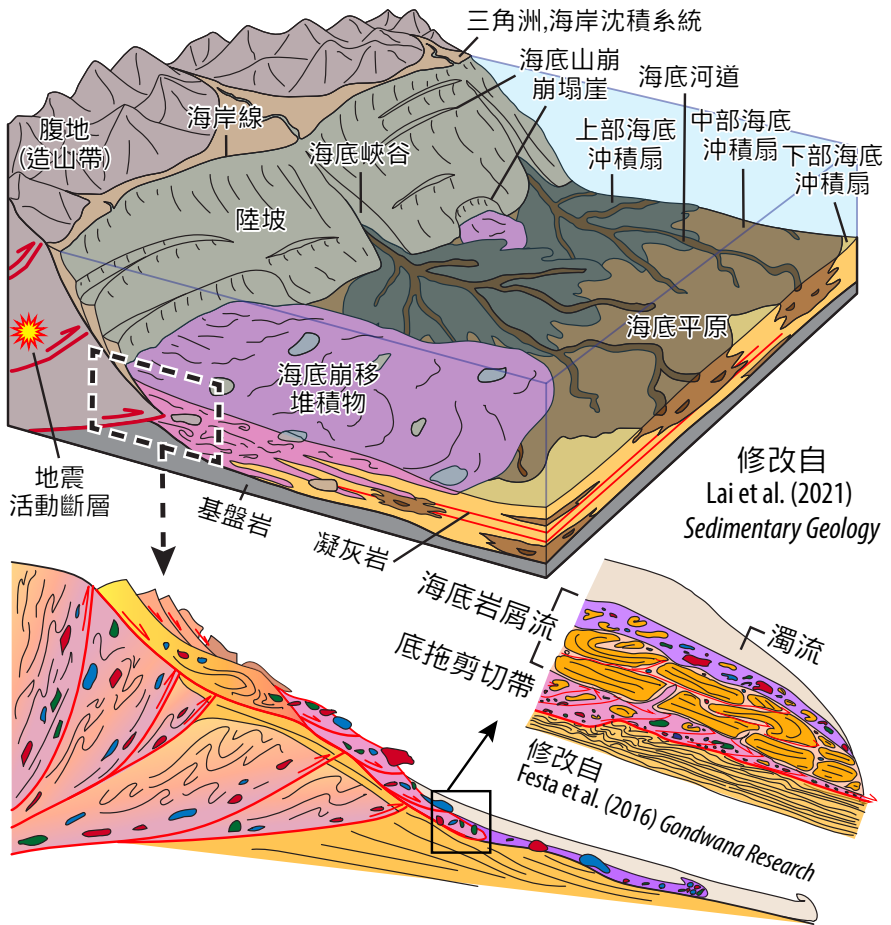
永豐大橋下河岸出露完整連續的蕃薯寮層和利吉層地層交界（圖十二），本處利吉層覆蓋於蕃薯寮層之上，沈積年代約 3 百萬至 2.1 百萬年前⁷。岩性上，仔細觀察可注意到，地層由下到上（今日河床由東到西、從永豐大橋橋墩往上游走）從岩性較為均一的蕃薯寮層砂泥岩，在地層交界附近與利吉層的礫質泥岩、崩移層、崩移岩塊交互疊置出現；這證明兩地層單位為沈積、漸變的接觸，接觸處並無斷層作用痕跡。直到本段剖面最頂部利吉層內部，才見較明顯的脆性變形（先沈積後先固結的石頭再被後期剪切作用截斷）。這些觀察暗示利吉層混同岩混亂本質的成因，為沈積作用和斷層剪斷作用共同造成（複成因），且斷層作用必定在沈積作用完成後之後才發生（註 5）⁷。

若將地層分類（分層）名字放一邊，單純看這裡的岩性，可發現砂泥岩為海底濁流產物（圖十四，註 7），礫質泥岩為海底岩屑流（土石流）產物（圖二十），崩移層與崩移外來岩塊是大規模海底斜坡崩塌的產物（圖十八）；這些岩性全都與海底斜坡相關的沈積作用產物，主要為透過海底峽谷與水道輸送、或經陸坡的海底山崩（由地震、風暴事件等事件引發）滾落，直達海底平原堆積（圖十三，註 6）。



圖十二 地質景觀點 G02- 永豐大橋下

左圖為永豐大橋下河岸岩石露頭的無人機空拍照，由國立澎湖科技大學呂政豪教授提供。右圖為這段露頭量測出的岩性地層柱⁷，地層柱水平軸（寬度）代表各岩層的沈積物粒徑大小（m = 泥；fs = 細砂；ms = 中砂；cs: 粗砂；g = 細礫；p = 卵石；c = 大卵石；b = 岩塊），關鍵的地層單位邊界、野外照片及觀察重點也一並標示於地層柱兩側。



圖十三 陸坡－海底平原沈積系統與海底崩移作用產物

這類沈積環境中，沈積物主要為透過海底峽谷與水道、或陸坡上崩塌輸送至海底平原堆積^{7,39}。

G03：豐南教會河岸

豐南教會河岸的剖面（圖十四）與北側永豐大橋剖面平行（地質景觀點 G02，圖十二），地層關係一致（利吉層的混同岩覆蓋於蕃薯寮層的濁流岩的地層邊界）。然而與永豐大橋剖面不同的是，本處利吉層底部附近（地層交界附近），可見其泥質基質內部物質具有豐富的剪裂特徵，包含緻密的鱗片狀葉理、和稜角撞脆性變形的外來砂岩岩塊。這可能是在利吉層沈積在蕃薯寮層上時，海底山崩的厚重崩滑物質沿海床滑動，其底部產生底拖剪切帶造成（圖十三）⁷；不過，目前尚無法完全排除這些剪切特徵為後期斷層作用造成的可能性（後期斷層正好截切地邊界），有學者稱此剪切帶為「永豐斷層」⁴⁰。

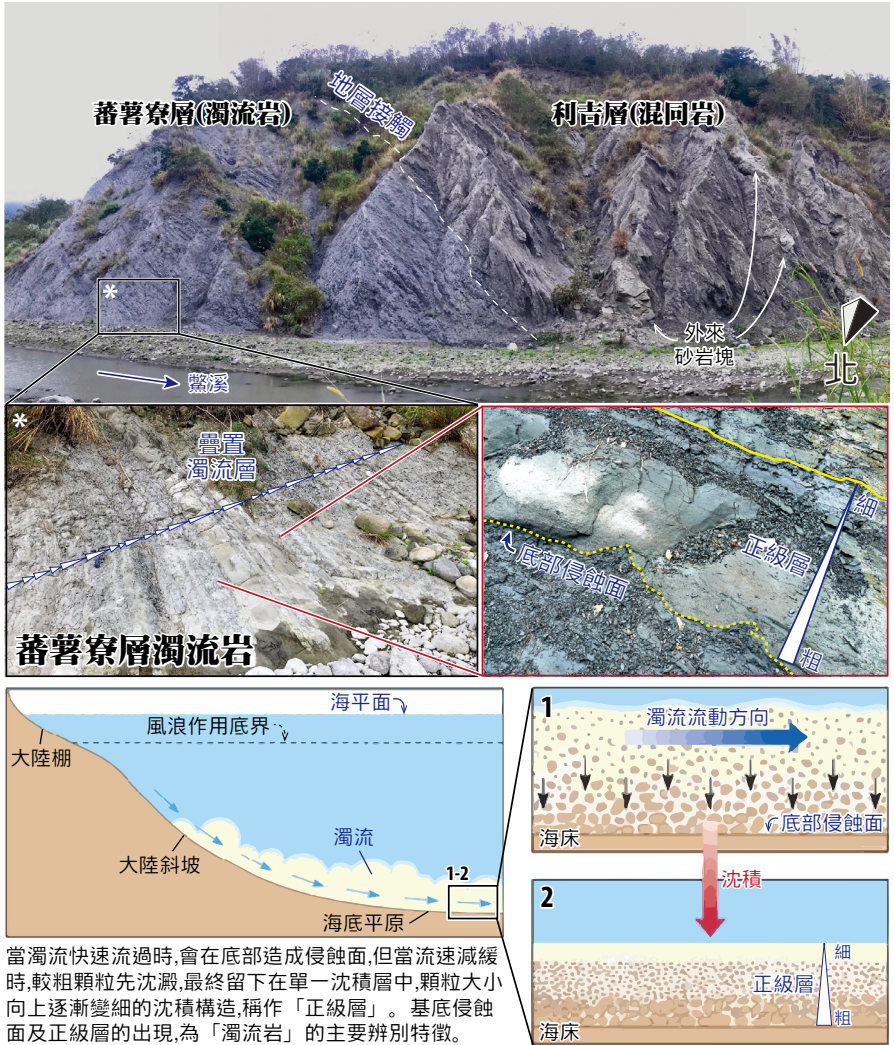
註 6 深海斜坡環境沈積系統

深海斜坡為陸地和海盆的地形轉折處。在台灣東部，造山帶逆衝斷層帶緊鄰深海盆地，海岸沈積平原狹窄，形成陡峭的斜坡（如花蓮秀林鄉的清水斷崖、或豐濱的天空步道斷崖），從山脈剝蝕下來的碎屑沿山脈前緣的陡坡快速且直接輸送至深海堆積（圖十三）。在這種沈積環境中，沈積物傳輸的機制主要兩大機制³⁸：第一為「深海沖積扇」系統，為陸地沈積物順著海底峽谷和水道（常連接陸地的主要河川），輸送到海底平原堆積而成；第二機制為海底斜坡上的直接崩塌，這是因從山脈侵蝕下來的沈積物可能部分於海岸或淺海附近累積，被堆高變陡的斜坡逐漸變得不穩定，爾後受較大的事件引發崩塌（如地震、風暴巨浪、洪水等等）³⁹。

本區蕃薯寮層出露良好，是仔細觀察其砂泥岩特徵的絕佳地方。其砂泥岩層層交疊，單層內沈積物顆粒大小由底部向上逐漸變細（正級層），並在每一層底部有明顯的侵蝕面（岩性、沈積物顆粒大小突然變化）；這些特徵證實這些砂泥岩為海底濁流作用形成（註 7）。此濁流作用常發生於風浪作用界線以下的深海環境，經海底斜坡的垮塌或河流輸出高沈積物濃度的洪流，進入海洋時轉變成密度較高的濁流，隨重力俯衝至深海海床堆積。

註 7 何謂濁流？

「濁流（turbidity current）」是沈積物團與水混合形成濃度高的流體，從一相對安靜且深的水體（如湖、海）邊緣產生或進入，流到水體深處的沈積作用；此高濃度碎屑流（濁流）因比重較四周乾淨的水體高，故受重力牽引沿著水體邊坡滑入底部（如湖底、海床），堆積成濁流岩（turbidite，圖十四）⁴¹。這些濁流岩沿斜坡滑下時，衝擊能量高，故在水體底部（海床、湖底）造成些許刮蝕，留下侵蝕面；隨著濁流下衝到水底平緩處，流動能量的逐漸消散，粗顆粒的沈積物先行沉降，爾後越來越細的顆粒再沉降，因此留下單層岩層內沈積物顆粒由底部向上變細的「正級層」特徵。基於這些沈積作用的理解，我們可知在野外觀察到的每一個底部侵蝕面與每層正級層的濁流岩，都是一次獨立的濁流沈積事件堆積而成。引發濁流的可能原因很多，以陸坡（海洋與陸地交界）環境為例，可能是地震、風暴巨浪引發不穩定斜坡小規模的崩塌，或從河口輸入富含高濃度沈積物的洪水造成。因此，地質學家透過分析濁流的組成、厚度、分佈、沈積時間等，可重建過去地震或氣候事件的發生史。



圖十四 地質景觀點 G03- 豐南教會

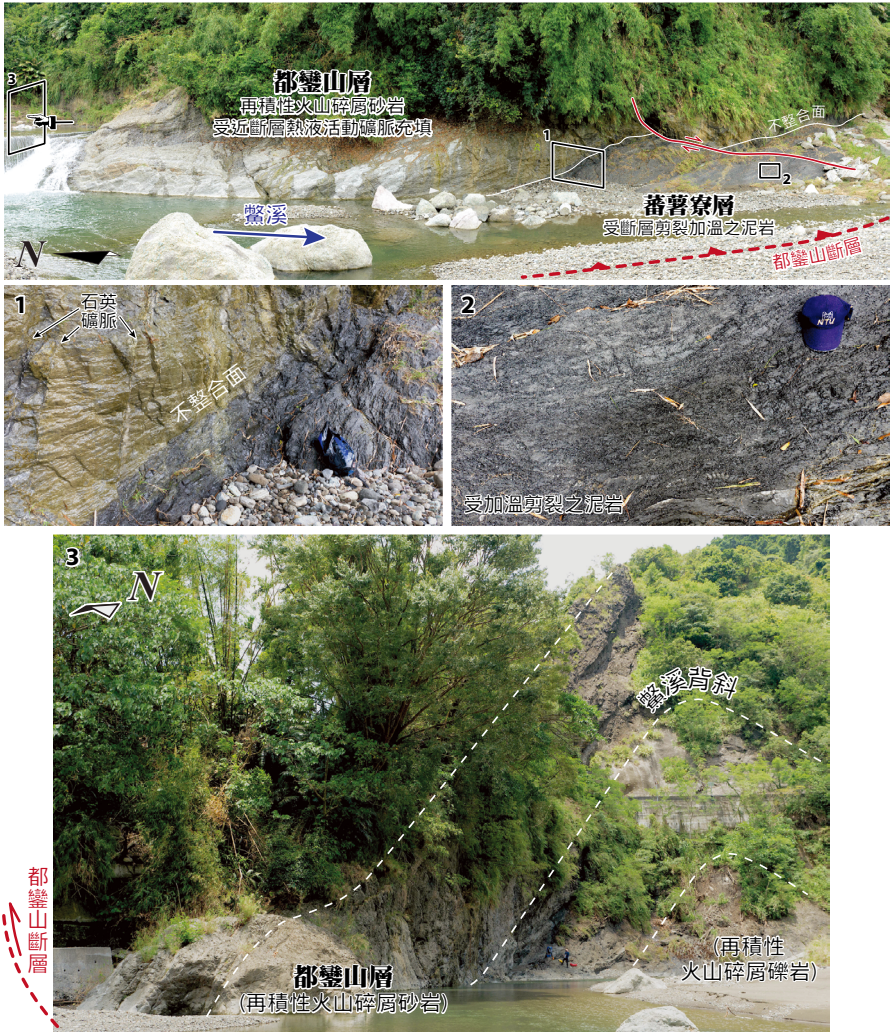
利吉層的混同岩與蕃薯寮層的濁流岩的地層邊界。可仔細觀察利吉層內部剪裂特徵，和蕃薯寮層的深海濁流岩。

G04：吉拉米代部落共同祭祀中心

這裏爲小天祥峽谷的出口，泰源盆地與花東縱谷的分界處，出露都鑾山斷層近斷層變形帶和鰲溪背斜褶皺軸（圖十五）。近斷層處可見被褶皺變形傾斜（甚至部分地層已被翻轉到上下倒轉）的都鑾山層再積性火山碎屑岩、上覆的蕃薯寮層泥岩、與兩地層不整合邊界（不整合成因詳見「地質景觀點G05－第五號橋」的介紹，圖十六）。此處可見蕃薯寮層泥岩也被壓密與剪裂成長針狀破碎特徵，暗示爲過去都鑾山斷層活動時在地底下深處，局部加溫與加壓造成；都鑾山層中地層也可見受石英礦脈入侵截切，代表斷層帶附近可能有少許地下熱液活動（註8）。今日這些構造目前已不再活動，受後期地殼抬升與侵蝕，出露於地表。

註8 爲何斷層帶附近石頭常被加熱？

在地下深處，周圍岩石壓力巨大，故在斷層滑動時，斷層面上摩擦力量大，可在短時間內摩擦產生大量熱能，造成局部加溫。此外，在斷層附近變形帶的岩層常產生許多破碎裂隙，若附近有地下熱泉存在，熱液可能延這些裂隙竄入，將附近的岩體加熱，並在裂隙中沈澱結晶礦脈（圖十五）。



圖十五 地質景觀點 G04- 吉拉米代部落共同祭祀中心
本處出露都鑾山斷層近斷層變形帶。

G05：第五號橋

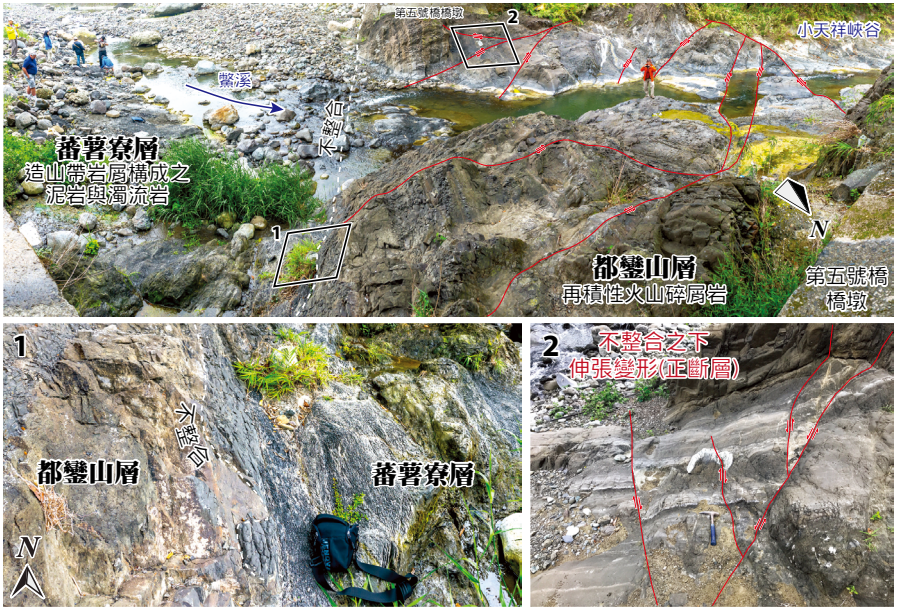
在台 23 線的第五號橋橋墩下，正好經過蕃薯寮層與都巒山層的不整合邊界（圖十六）。「不整合」代表地質紀錄中有時間間斷、地質作用的突然轉變。本處不整合邊界上下岩性變化突然，不整合以下為褐色、膠結完整、砂礫質為主的都巒山層再積性火山碎屑岩，這些岩石膠結良好，堅硬抗蝕，但可見不少正斷層切斷膠結良好的都巒山層。反之，不整合之上為灰黑色、膠結不佳、泥質為主的蕃薯寮層造山帶碎屑岩，且並未被正斷層截切。正斷層為近地表岩石受伸張變形的結果（註 3）；不整合則為被地表被侵蝕的證據。正斷層僅在不整合之下的都巒山層出現，並未切穿不整合和蕃薯寮層，代表伸張作用發生都巒山層再積性火山碎屑岩堆積完成與膠結成岩石後（約 5 百萬至 3.5 百萬年前），且在蕃薯寮層堆積（約 3 百萬年前以後）與不整合侵蝕作用之前。這些地層過去應是在接近水平面的狀態下才能形成，因太陡的環境無法累積並保留成層的沈積物成為石頭；然而，今日這些所有地層面與不整合面都近乎垂直於地表，代表整套地層已被後期構造作用（都巒山斷層、鰲溪背斜、泰源向斜等構造變形活動）變形而高角度傾斜（圖九）。

這一系列觀察可推斷此處曾經依序經歷過以下地質事件：（1）呂宋火山弧火山活動形成火成岩基盤（都巒山層）；（2）侵蝕自火山弧基盤的碎屑堆積並膠結成都巒山層的再積性火山碎屑岩；（3）都巒山層受

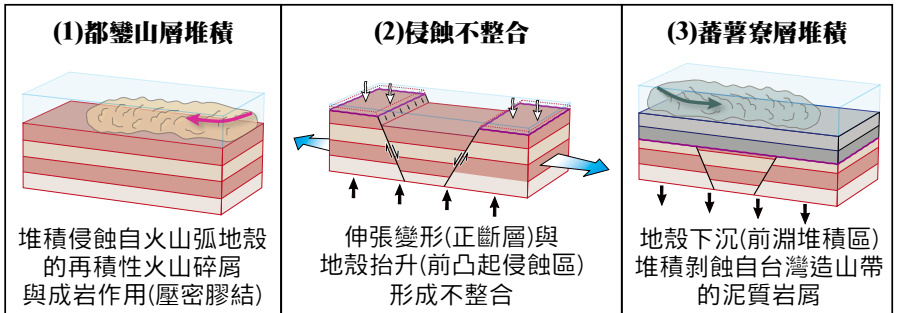
伸張作用變形：（4）火山弧地殼（都巒山層）受近地表（近海水面）侵蝕形成不整合面，可能與前陸盆地前凸起將地殼抬升有關（圖七，註 1）；（5）地殼下沉到深水環境，堆積侵蝕自造山帶的泥質沈積物，可能當時造山帶成長，造山帶荷重下火山弧地殼形成前陸盆地前淵堆積區的有關（圖八）；（6）前淵堆積區持續下沉，堆疊厚達 >6-7 公里的蕃薯寮層與八里灣層（圖九），這些沈積物經常年壓密固結形成沈積岩；（8）整套地層受後期構造變形（逆斷層、褶皺）傾斜與抬升形成海岸山脈；（7）受鰲溪切蝕露出地表，形成今日地形樣貌。

G06：石厝溝

此處為「鰲溪再積性火山碎屑岩」最具代表性且獨特的一段露頭（圖十七）。其岩性主要是以侵蝕自火山弧的火山岩岩屑構成，同時含有大量的雪球般白皙的石灰岩碎屑。這些石灰岩屑中富含珊瑚骨骼，說明他們是侵蝕自潛水區域的珊瑚礁；其顆粒外觀已受磨圓，顯示受過較長時間、或較長距離的搬運；其顆粒偏大（最大的直徑可超過 30 公分），顯示需透過較高能量的水流或其他作用搬運至此堆積，可能為海底岩屑流（土石流）作用造成。綜合以上觀察，可見當時火山弧的火成岩可能暴露在近地表的淺水環境，且淺水該環境適合珊瑚礁生長，然後這些東西一併被侵蝕堆積到此處，形成我們看到的鰲溪再積性火山碎屑岩。



地質演育示意圖:



圖十六 地質景觀點 G05- 第五號橋

此為觀察蕃薯寮層與都鑾山層之間不整合面絕佳地點。在不整合處岩性變化突然，構造截切關係清楚，能推演過去地質演育的過程⁴²。



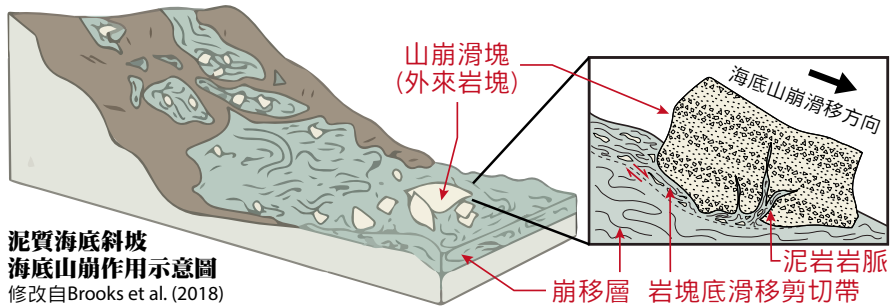
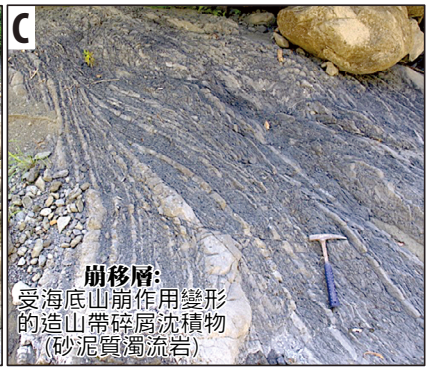
圖十七 地質景觀點 G06- 石厝溝

「鯨溪再積性火山碎屑岩」經典露頭，地層內含有大量雪白的石灰岩圓礫。石灰岩圓礫可見珊瑚骨骼，說明他們是從淺水環境的珊瑚礁侵蝕搬運而來。

G07：中溝

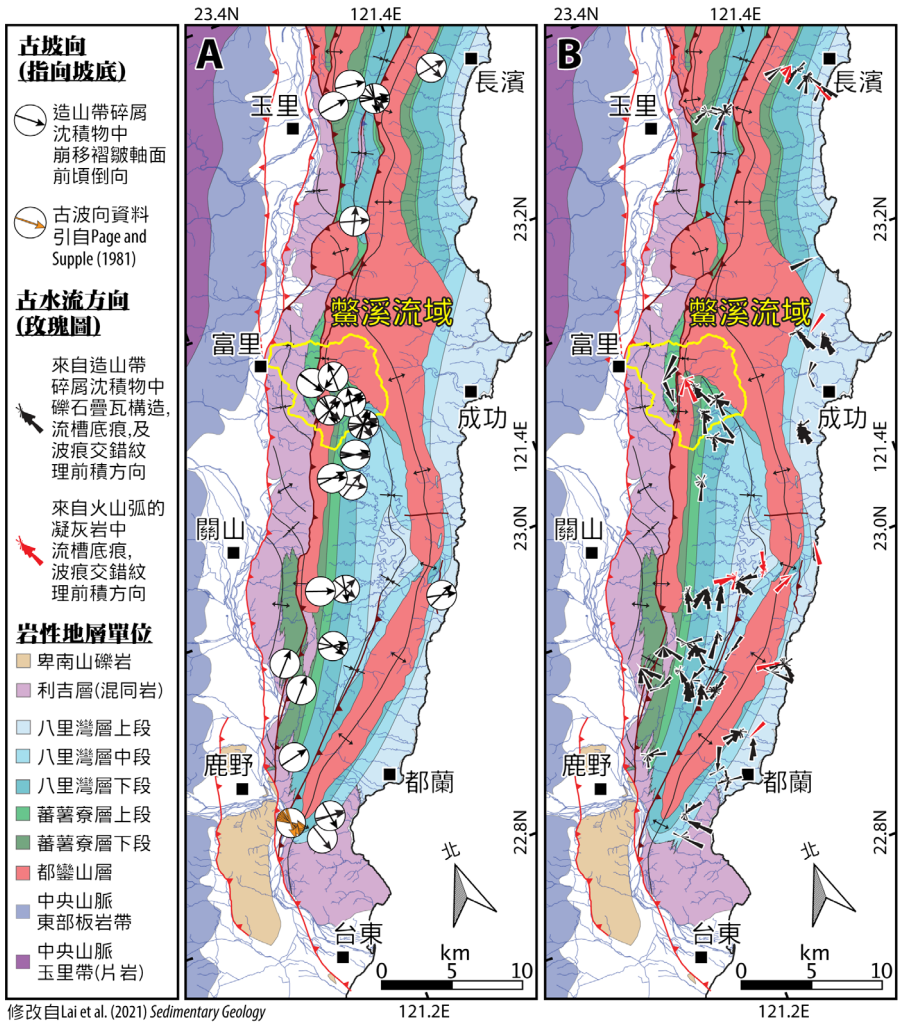
本區具有一塊完整保存的巨大崩移外來岩塊（長300-500公尺），夾在蕃薯寮層中（圖十八）。此外來岩塊岩性再積性火山碎屑岩，源自呂宋火山弧地殼物質。在岩塊下可見受山崩時塊體滑移底部剪切帶，及尚未固化的軟質沈積岩崩移變形（形成崩移層）⁴³。外來岩塊中可見被受混雜的泥岩岩脈侵入，形成巨大的火焰狀貫入體，此為當厚重的岩塊砸入未固化的海床泥質沈積物上時，含水的泥質沈積層受壓液化向上逃竄，擠入岩塊中的裂隙造成。

根據近年的研究結果，發現南段海岸山脈蕃薯寮層與八里灣層濁流岩沈積物主要源自西北方，海底山崩作用大多由西向東崩滑（圖十九，註9）⁷。在鰲溪流域，蕃薯寮層與利吉層皆大量出現海底山崩的產物（圖十二、圖十四），顯示這裡的沈積物都是從當時的盆地西側古台灣造山帶侵蝕而來，而且沈積在緊鄰造山帶前緣的陡峭斜坡附近（應該不是離陸地太遠的遠洋環境，圖十三，註6）。這些源自火山弧的岩塊出現在造山帶碎屑岩層中（蕃薯寮層），暗示可能當時的古台灣島東側可能已有部分的呂宋火山弧地殼片段被捲入造山帶，再崩塌下來進入前陸盆地中堆積（圖八）。此外，要造成如此大的岩塊在陸坡上一次崩落，氣候作用（風暴或洪水）較不容易造成，故很可能崩塌是肇因於古大地震事件⁴⁴。



圖十八 地質景觀點 G07- 中溝

此處可觀察夾在蕃薯寮層中的巨大外來岩塊（火山碎屑岩岩塊）及海底山崩相關的沈積特徵⁴³。



圖十九 台灣東側古沈積盆地古坡向及古水流方向

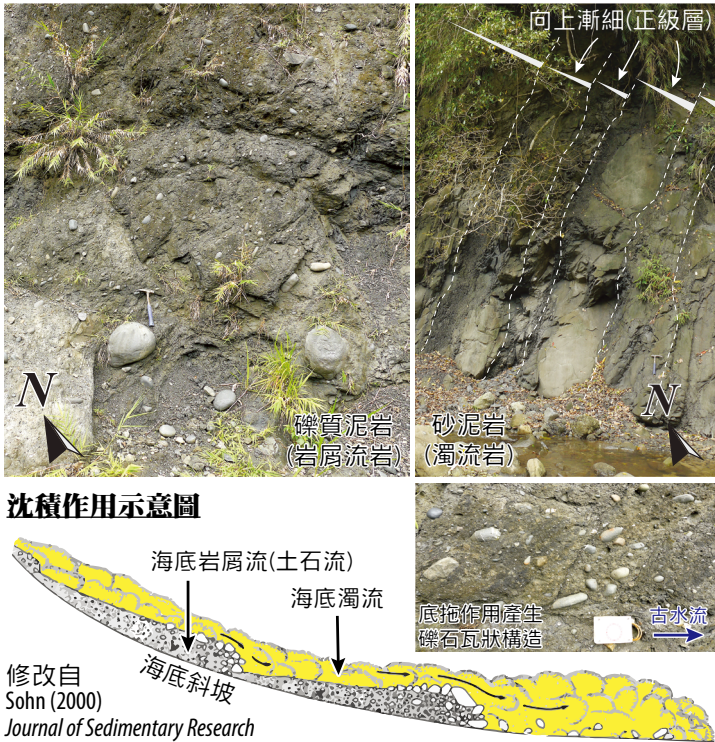
透過古坡度和古水流的量測，可推知南段海岸山脈古沈積盆地會緊臨向東傾斜的陡峭海底斜坡，位於古台灣造山帶前緣⁷。

註 9 如何知道過去沈積盆地的古地理？沈積物從哪裡來？

地質學家可透過量測崩移層內崩移褶皺面的前傾方向，重建出南段海岸山脈古沈積盆地曾緊臨向東傾斜的海底斜坡（圖十八）。另外，若量測古水流沈積構造（如圖十二的砂岩底部流槽構造、圖二十的礫石疊瓦狀構造），研究人員可重建海底山崩以外的沈積物沈積時的流向和沈積物來源位置。

G08：九芎嶺

本處位於泰源向斜褶皺軸部附近（東翼），出露八里灣層最底部的厚層礫質泥岩（約 200–400 公尺厚）與蕃薯寮層頂部的砂質濁流岩（圖二十）。礫質泥岩為海底岩屑流（土石流）的產物，岩性混亂，其基質以侵蝕自造山帶的泥質和砂質碎屑構成，許多大小、渾圓程度不一的礫



圖二十 地質景觀點 G08- 九芎嶺

此處可詳細觀察八里灣層的海底岩屑流岩與蕃薯寮層的濁流岩。下圖為海底岩屑流作用示意圖⁴⁵。濁流作用模式示意圖見圖十四。

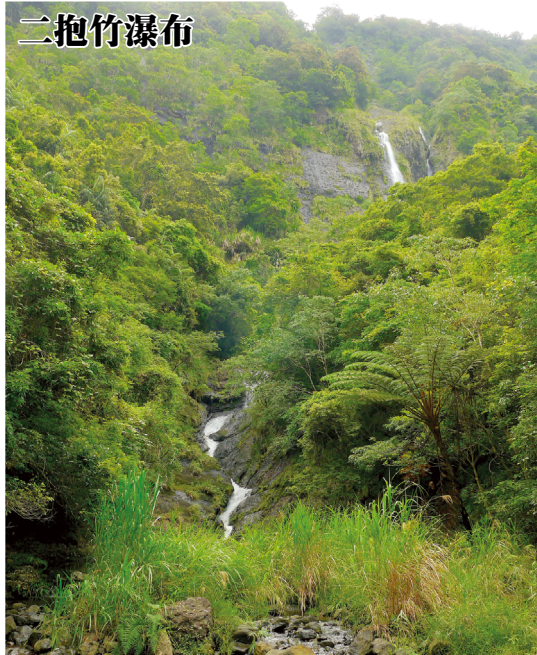
石漂浮在基質中；其礫石組成複雜，包含大量變質砂岩、砂岩、少量安山岩、石灰岩、蛇綠岩，整體組成與利吉層的混同岩相似（圖十二）。從這些觀察可推斷，這些海底岩屑流岩、利吉層的混同岩、與蕃薯寮層的崩移層及外來岩塊，可能為同一套海底山崩的產物（圖十三，註 6）。變質砂岩質的礫石外形渾圓且平滑，代表其必須先經長距離或長時間的陸地高能量地表作用（河流搬運、海岸風浪濤滾）所磨圓，爾後再被海底山崩混入其他海底沈積物，一併堆積於前陸盆地中。礫質泥岩內部礫石疊瓦狀構造（因古水流運輸時，碟狀的礫石像瓦片狀堆疊）與崩移層中的折軸傾倒方向，都顯示這些沈積物來自西至西北側古台灣造山帶的海底斜坡（圖十九，註 9）。

G09：二抱竹瀑布

軟弱蕃薯寮層與堅硬都鑾山層不整合交界，受泰源向斜褶皺，在吉拉米代、第五號橋、和本處重複出現（圖十）。因兩地層單位岩性抗侵蝕程度差異明顯，造就顯著地形落差。在鰲溪上游支流經此岩性交界的支流，形成斷崖與瀑布景觀（圖廿一）。本處遠觀可仰望落差超過 300 公尺的斷崖地形與崖面上雪白的兩段瀑布（二抱竹瀑布）。

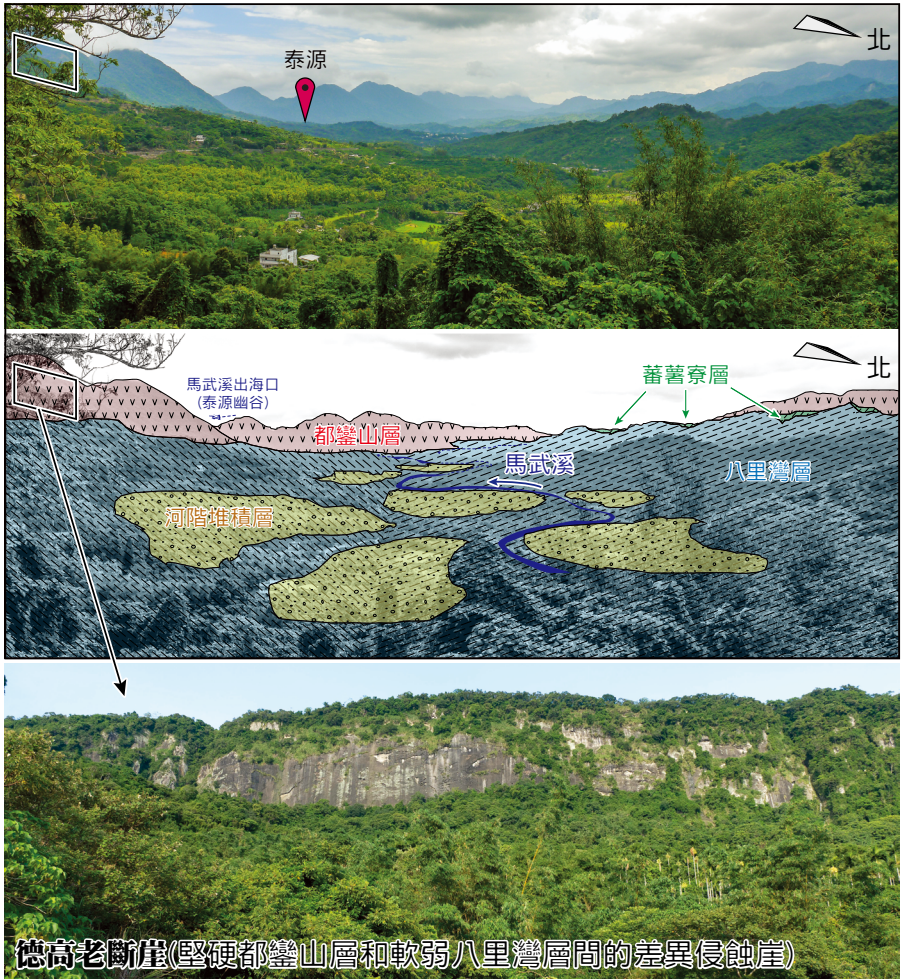
G10：鰲溪越

鰲溪越位於鰲溪流域與馬武溪流域的分水嶺（圖廿二）。站在此制高點，可向南眺望泰源盆地，東西兩側的山脊為泰源向斜兩翼的堅硬都鑾山層基盤（圖十），在都鑾山層與軟弱蕃薯寮層或八里灣層處，因底岩抗侵蝕能力差異造就地形落差形成壯麗的斷崖（德高老斷崖）與瀑布。盆地中可見多階寬廣的岩床河階，顯示整個泰源盆地連同山脈都還在快速抬升中，河床也仍持續快速向下切蝕底岩。




圖廿一 地質景觀點 G09 (地形景觀點 L06) - 二抱竹瀑布

此處位於蕃薯寮層與都鑾山層不整合交界，地層單位岩性抗侵蝕程度差異造就顯著地形落差形成瀑布景觀。



圖廿二 地質景觀點 G10- 鰲溪越

鰲溪越為鰲溪流域與馬武溪流域的分水嶺至高處，向南眺望泰源盆地與壯觀的德高老斷崖³⁴。



第四節 鰲溪流域地形與地形景觀點

鰲溪流域發源於海岸山脈最高峻線，包含最高峰（新港山，又名麻荖漏山，海拔 1682 公尺），各支流大致為東－西或東南－西北走向，向西北流入花東縱谷（圖廿三）。鰲溪河口位於富里，之後匯入秀姑巒溪一路沿縱谷向北流，抵達瑞穗時再向東轉切穿海岸山脈，最終流入太平洋。鰲溪流域內邊坡陡峭、土壤極薄、植被幾乎直接生長於底岩上，這代表本區地表侵蝕作用以物理性侵蝕機制為主（遠快於化學侵蝕作用）⁴⁶；當岩石直接露出地表，尚來不及被化學作用風化成完整土壤，

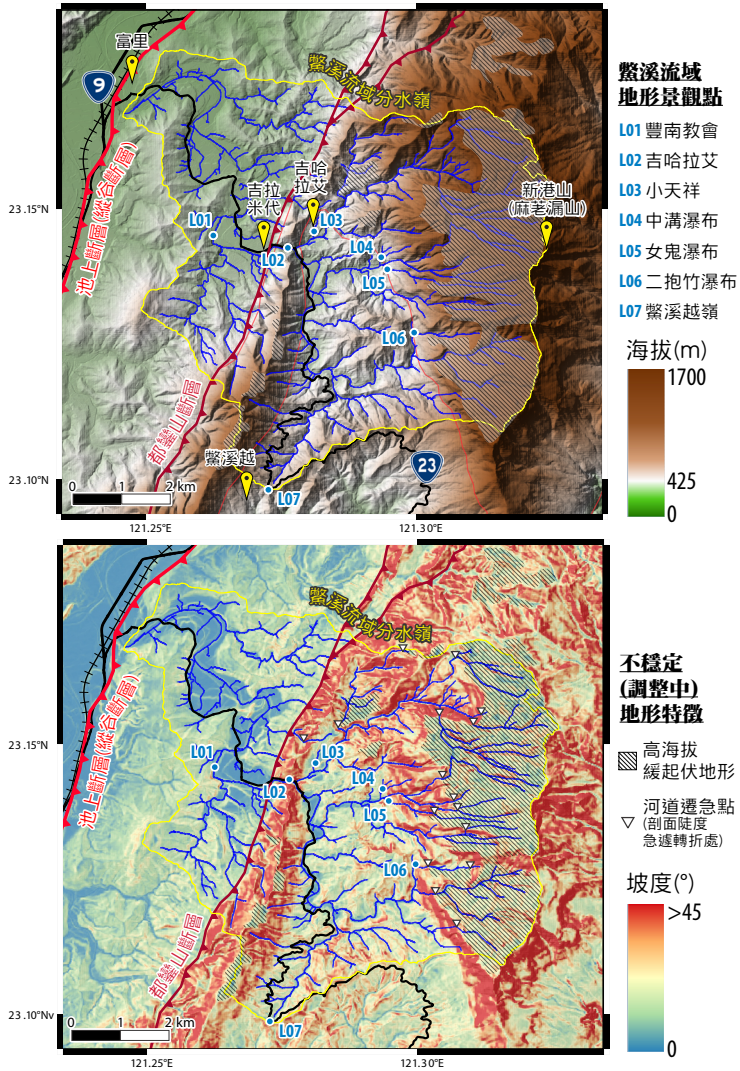


便因頻繁的邊坡物理崩落（山崩、落石作用），形成沈積物被河流帶走，故新鮮底岩能不斷被剝蝕出露。經長時地殼抬升及地表侵蝕作用，表層年輕沈積岩被侵蝕掉後，深處基盤岩（都巒山層）便被剝露於地表（圖廿四）。

鰲溪流域地形高程及邊坡坡度與底岩岩性分佈密切相關，堅硬抗侵蝕的都巒山層處形成陡峭山脊，其他軟弱沈積岩層則是形成低緩丘陵與盆地地形。海岸山脈底岩岩性分佈又主要受斷層與褶皺的位置控制，因

此今日地形也大致反應長時間造山作用下，構造變形地殼的結果（圖九、圖十）。由於鰲溪緊鄰非常活躍的池上斷層（縱谷斷層），為海岸山脈地殼抬升最快速的地區³²，因此地表河川下切也非常快速，孕育出蜿蜒岩床河系統、豐富的抬升河階（地形景觀點 L01、L07，圖廿五、圖廿九）、和險峻的小天祥峽谷（地形景觀點 L02，圖廿六）。在都巒山層和蕃薯寮層不整合交界處，形成落差 300 公尺以上的斷崖與瀑布群（地形景觀點 L04、L05、L06，圖廿一、圖廿二、圖廿八）。

此外，在鰲溪流域上游有高海拔緩起伏面（註 10）以及河道遷急點（註 11）等獨特的地形（地形景觀點 L03，圖廿七），最上游整體地形的坡度明顯比較下游整體平緩。這些高處緩地形特徵一般被認為是「古地形」殘留痕跡，可能為造山作用初期地殼抬升緩慢時的形成的平緩地表地形，隨後因造山作用加劇地殼加速抬升，原本平緩地形被整個抬起懸架在陡峭的山脈上；這些高海拔緩起伏面會經年累月受邊坡的山崩作用與河流的向源侵蝕而逐漸縮減面積⁴⁷，河道遷急點也逐漸向上游遷移⁴⁸（圖廿四）。然而直到今日，海岸山脈仍有不小高海拔緩起伏面殘留⁴⁹（圖廿三），代表今日海岸山脈的整體地形還相當年輕；根據山脈中保存的最年輕沈積岩年代可推斷，此地形的年齡最老不超過 80 萬年⁵⁰，而且地形仍在調整中，尚未達到穩定型態。這些證據也暗示，若地殼抬升及地表侵蝕效率不變，未來海岸山脈的山高可能尚會持續成長，直到這些「古地形」消逝殆盡為止。



圖廿三 鰲溪流域地形與坡度圖

鰲溪流域的地形與底岩分佈及構造控制(圖九)。最高海拔處可見許多獨特的低緩地形(坡度 $<10^{\circ}$ 地形面)。

註 10 何謂高海拔緩起伏面？如何形成？

一般來說，地殼的快速抬升或地表物質的短時間大量疊加（如火山噴發岩漿流凝結在地表）作用，會傾向製造高聳海拔落差（地勢）；反之，地表各種風化侵蝕作用（氧化、融解、侵蝕、生物降解等）會趨向將地表弭平（消蝕高山、填平窪地）。因此，地形的整體陡度一被認為是地殼增生（構造抬升、地面物質疊加）和地表風化侵蝕（土壤發育與潛移、河川和冰川的切蝕、生物作用等等）的共同作用的平衡結果⁵¹。若這些作用持續相當一段時間且沒太大變化後，地形會趨向一個穩定的平衡態陡度⁵²。

「高海拔緩起伏面（high-elevation, low-relief surface）」是用以描述位在高原或山脈稜線處大面積的平緩地形。由於地表坡度是決定地表侵蝕速率相當重要的因子，在這些高海拔緩起伏地形面上，坡度普遍平緩，侵蝕速率因此較慢；若山脈持續快速抬升，這些高台平面勢必因侵蝕速率趕不上抬升速率而越抬越高，但同時平台邊邊緣也會越趨陡峭。這樣的地形非常不穩定（畢竟地形不太可能無限增高），陡峭的平台邊緣地形常有大量山崩、土石流、瀑布湍流出現，為自然快速調整地形型態的利器。隨時間演進，這些下游的快速侵蝕作用會逐漸啃食這些高平台邊緣，促使平台面積逐漸向上游縮減（向源侵蝕）；最終這些緩起伏平面終將趨向消滅，山脈地形因此調整成較穩定的山形。

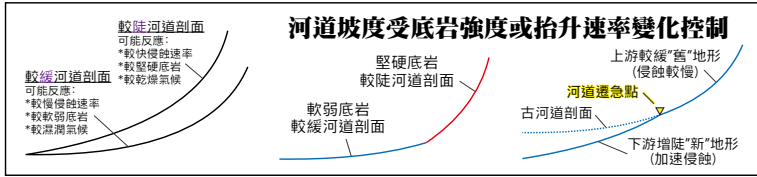
高海拔緩起伏面的成因，學界有許多不同看法。目前最廣被接受的看法是可能過去造山帶地表還沒有太快抬升時先形成緩丘地形，而後隨造山作用的加劇，抬升速率突然加速，這些地表作用還來不及因應調整，緩丘地形便被抬起至高海拔⁴⁷。另一種可能性為在造山地形演化時可能發生河流互相襲奪（搶奪上游流域），被斷頭（失去上游流域）的河川因失去足夠的水源下切侵蝕，侵蝕速率趕不上抬升速率，故整個被抬起形成緩起伏地形殘留在高海拔⁵³。

當科學家觀察到造山帶高海拔處有高海拔起伏面出現，便能知道目前這座山脈的地形上還很不穩定，還在往新的型態演化過程中。透過量測和分析這些高海拔緩起伏面面積、邊緣位置、和起伏面表面的年代，地形學家或可推測這座過去造山過程中何時發生了什麼樣的變化，也可預測未來地形將如何改變（圖廿四）。

註 11 何謂河道遷急點？

河道「遷急點 (knickpoint)」為河道陡度突然轉折的地方。其可能是河道底部岩性突然的轉變（抗侵蝕度差異），或著是地形演變的中繼點（圖廿四）。

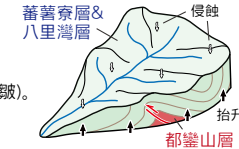
一般而言，在河流水流量相同的狀況下，河道越陡河流侵蝕力越強，因此河道陡度基本上反應河流的切蝕速率⁵⁴。若切蝕速率快過地殼抬升速率，地形就會逐漸變低緩；反之，若抬升速率快過切蝕速率，地形就會朝變高聳調整；最終，在底岩和氣候條件差異不大的狀況下，河道會調整到一穩定的平衡態陡度、切蝕速率和抬升速率趨近一致的狀態。但若隨造山作用的進行，地殼抬升速率突然改變加速，此時河道會「想要變成」較陡陡度以追上加速地殼抬升速率；這樣的調整會從下游開始增陡河道，陡峭的河道則從下游向上游逐漸拓展，最終整條河道調整成較陡的型態。在這河道陡度調整過程中，下游的陡峭河道和上游「老舊」的低緩河道交界，便會形成遷急點，遷急點隨時間往上游遷徙。此河道陡度調整機制也是高海拔緩起伏面地形消滅演化的一環（註 10），故可見遷急點常在海拔緩起伏面的邊緣（圖廿二）。基於上述對遷急點成因的了解，地形學家可透過量測的遷急點在河道中的位置與年代，便能分析及模擬地形過去樣貌，推斷造山時的抬升歷史，並預測未來地形將如何演化（圖廿四）⁵⁵。



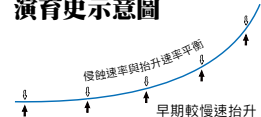
鰲溪河流地形變遷受地質特性與歷史控制

(1) 早期抬升期：

- ★地層受造山作用變形(斷層/褶皺)。
- ★侵蝕與抬升速率達平衡。
- ★地表地形較低緩。

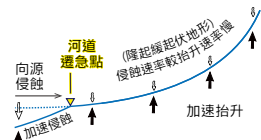
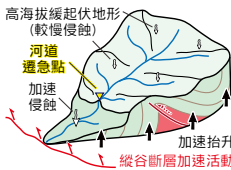


主幹河道剖面演育史示意圖



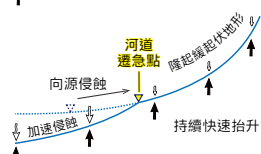
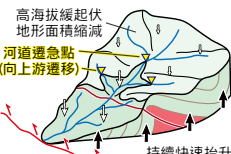
(2) 加速隆起期開始：

- ★海岸山脈加速抬升。
- ★地形從下游向源逐漸調整地形型態(變陡),以加速侵蝕。
- ★河道遷急點分歧下游陡峭“新”地形與上游高海拔緩起伏“舊”地形。



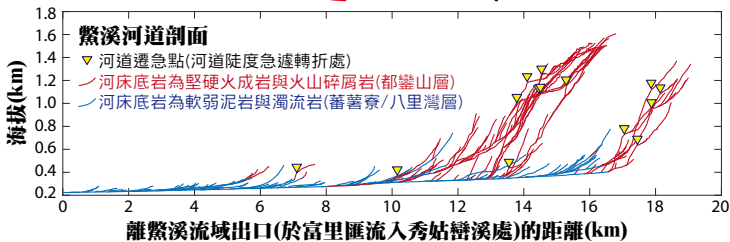
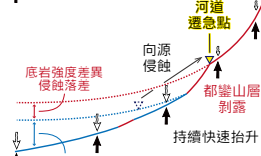
(3) 地形持續調整型態：

- ★深部岩層受抬升及侵蝕剝露。
- ★河道遷急點向上遷移(向源侵蝕)。
- ★下游陡峭“新”地形向上游拓展,上游高海拔緩起伏“舊”地形面積縮減。



(4) 地形演變至今日形貌：

- ★堅硬都鑾山層剝露於地表。
- ★底岩強度差異使地形應映調整(堅硬底岩處坡度變更陡)。
- ★河道遷急點持續向上游遷移。
- ★上游高海拔緩起伏地形殘存於分水嶺附近。



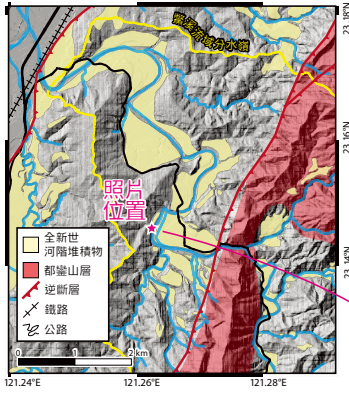
圖廿四 鰲溪流域河道剖面與地形演化示意圖

河道坡度變化反應區域地質與地表作用，地殼抬升運動的變動可能造就古、今、未來的地形型態演化^{49,50}。

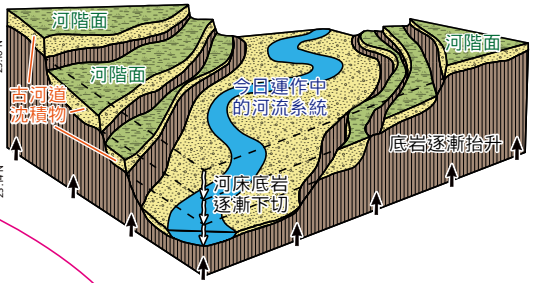
各
地
形
景
觀
點
觀
察
重
點

L01：豐南教會

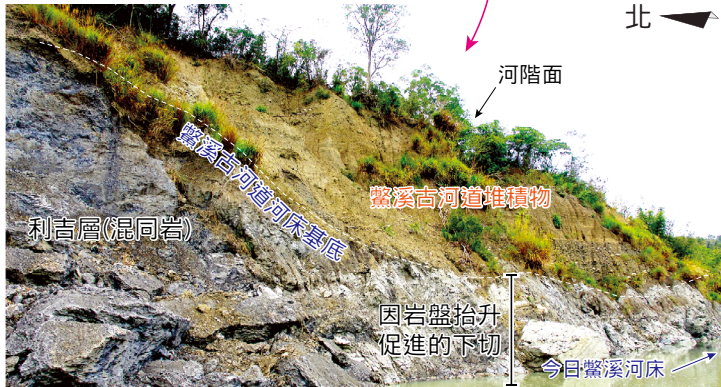
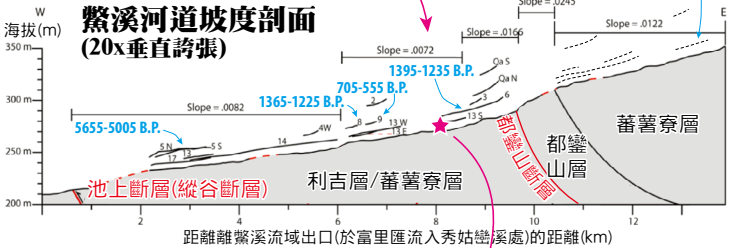
鰲溪為蜿蜒岩床河（蜿蜒河的河道直接構築在底岩上），隨地表不斷抬升河流下切，沿途留下許多岩床河階與留存在河階上的古河道堆積物（圖廿五）。這些抬升河階的年代，大致上距現今河道越遠（高程差越大）的河階越古老；從目前已知的古河道堆積物定年資料來看，許多鰲溪流域的抬升河階年代形成於距今 555-7565 年前左右²¹。在豐南教會河岸，可見觀察完整出露的河階面剖面，包含古河道堆積物，以及古河道底下被抬升且被現代河流作用切蝕而裸露的岩盤（利吉層、蕃薯寮層）。



岩床河階形成過程示意圖



修改自Gray (2007)



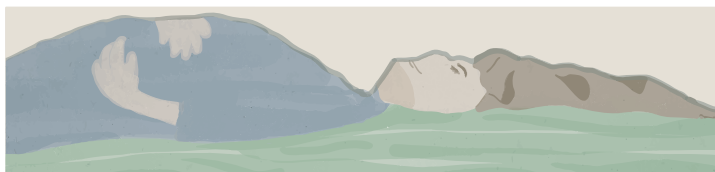
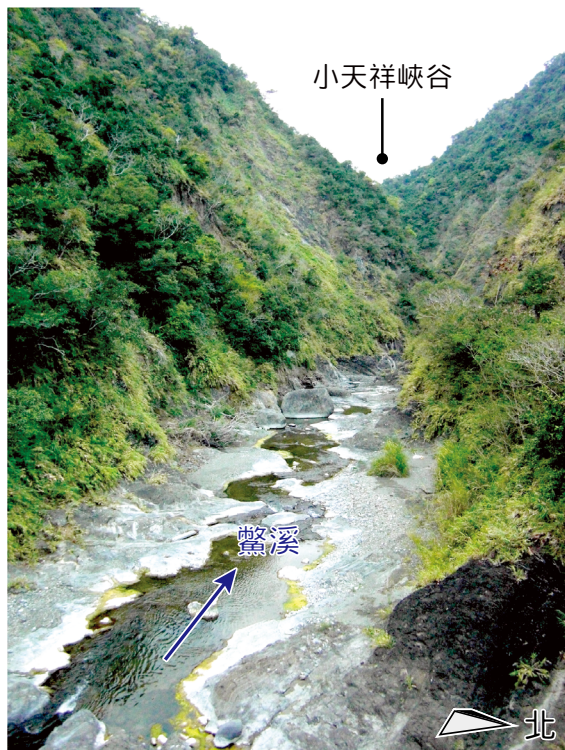
圖廿五 地形景觀點 L01- 豐南教會

隨地殼不斷抬升，河流因應下切，繁溪沿途留下許多岩床河階與古河道堆積物（B.P. = 距今多少年前）²¹。

L02：小天祥

小天祥峽谷為鯨溪中段切穿都巒山層流出盆地之處，堅硬的都巒山層得以維持陡峭的峽谷邊坡峭壁（圖廿六）。在小天祥處，又是上游泰源盆地內所有支流的匯聚點，匯聚的水力促進快速下切。小天祥峽谷也具在地神話象徵，從豐南村向東遠眺小天祥峽谷，可見都巒山層山形勾繪的「大地之母」躺歇在吉拉米代部落一旁，守護著大地與居民¹。

在快速下切的岩床河中，何處會發展出峽谷及何處會較容易保留河階，與河流的型態（蜿蜒或筆直的河道）和底岩性質息息相關。大致上，越不耐侵蝕的軟弱底岩（如本區利吉層、蕃薯寮層），河岸邊坡較容易被河流側向侵蝕，故河流較容易側向發展而蜿蜒：隨河道不斷的蜿蜒變遷，同時地殼隆起被下切，較容易隨機留下河階地⁵⁶。相對來說，河流流過堅硬的底岩（如都巒山層）時，較不易發生側向侵蝕，同時河岸邊坡因底岩較強固而容易維持陡坡，故較容易形成峽谷地形（例如小天祥）。



圖廿六 地形景觀點 L02- 小天祥

上圖為小天祥峽谷內照片³⁴，下圖為峽谷四周地形和相伴吉拉米代部落的「大地之母」¹。中間照片由王鈴琪小姐提供。



圖廿七 地形景觀點 L03- 吉哈拉艾

本處為眺望鯨溪流地形全景的絕佳地點，從吉哈拉艾梯田群，向南望鯨溪上游高海拔緩起伏面與泰源向斜兩翼都巒山層基盤（圖廿三），向東則可眺望小天祥峽谷和下游的花東縱谷。梯田群照片由王鈴琪小姐提供。

L03：吉哈拉艾部落

吉哈拉艾部落建立在層層的岩床河階面上，居民開發梯田與大地和諧共存。坐在梯田埂上向南眺望，可展望鰲溪流域上游地形全景（圖廿七），包含泰源向斜兩翼都巒山層基盤形成的兩股山脊（圖九），西側山脊上的高海拔緩起伏面、斷崖與瀑布，切穿東側山脊的小天祥峽谷（圖廿三）。

L04：中溝瀑布、L05：女鬼瀑布、L06：二抱竹瀑布

中溝瀑布、女鬼瀑布、和二抱竹瀑布發育在鰲溪上游三條主要支流中，皆位於都巒山巒層與蕃薯寮層的層界上（圖廿一、圖廿八），因底岩抗侵蝕強度差異造就地形落差，發育出陡峭斷崖（圖廿二）與瀑布地形。因這個地形落差是沿這兩地層單位間的不整合面發展，眼前的斷崖和瀑布面便是數百萬年前的海床表面，如今整個被褶皺變形隆起並傾斜至垂直地表（圖九）。來到此地時欣賞美景與享受沁涼瀑布溪水之虞，不訪想像一下這驚人且精彩的地質歷史。

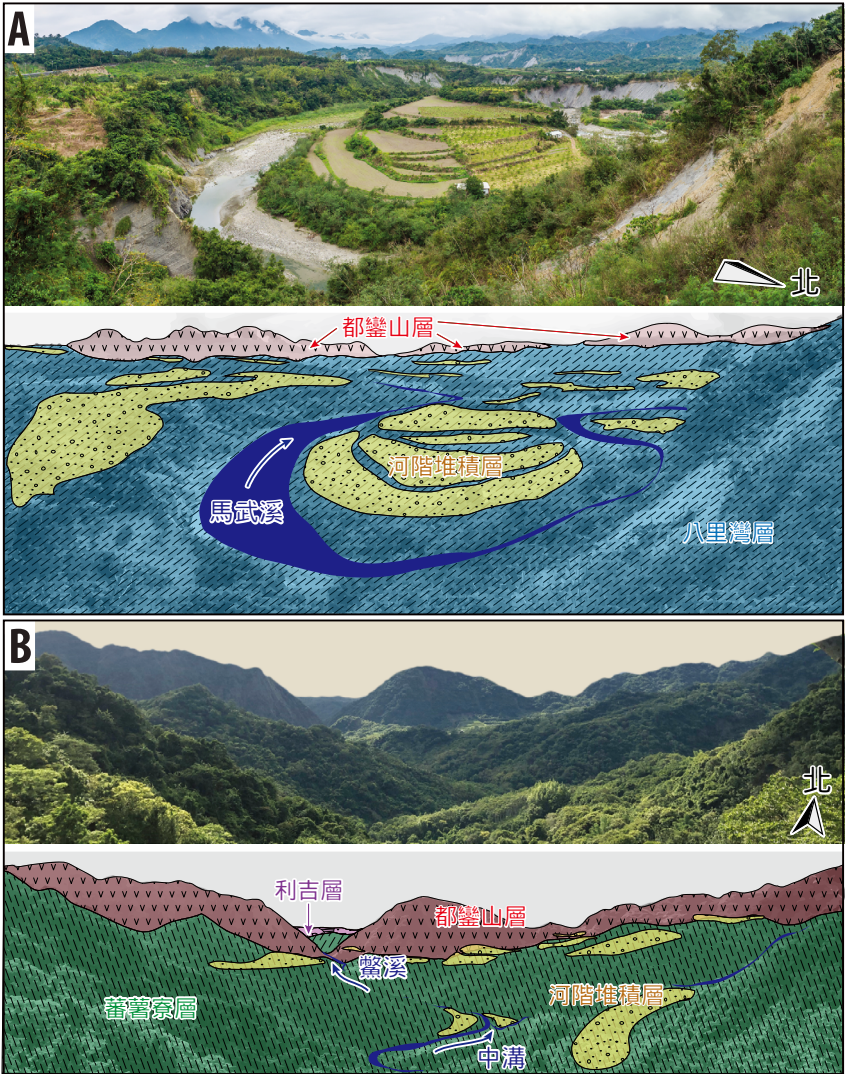
L07：鰲溪越

鰲溪越為位於馬武溪（向東流）與鰲溪（向西流）的分水嶺上，兩流域皆位於泰源盆地中，因泰源向斜隆起的都巒山巒層基盤岩在東西兩側都形成高聳山脊（圖九）。在鰲溪越可俯瞰兩流域的全景（圖廿九），兩河流皆是因地殼快速抬升造成的蜿蜒岩床河系統，發育多階岩床河階：這些河階為本地居民提供生活空間與資源，如早先新石器時代晚期的麒麟文化（巨石遺址），後孕育阿美族河階農作與遷徙生活文化，直到近代的豐南村、泰源村等等³⁴。



圖廿八 地形景觀點 L04-L05- 中溝瀑布與女鬼瀑布

類似於二抱竹瀑布（圖廿一），中溝瀑布與女鬼瀑布形成於都巒山層與蕃薯寮層的不整合邊界上。左圖由王鈴琪小姐提供，右圖由騰莫言·基關先生提供。



圖廿九 地形景觀點 L07- 鰲溪越

此處為 (A) 南方馬武河流域與 (B) 北方鰲溪流域分水嶺的制高點，綜觀兩流域全景。B 照片由王鈴琪小姐提供

在臨近 921 集集地震的 23 週年，「大地之母」翻了個身。西元 2022 年 9 月 17 日的關山地震（芮氏規模 6.4）與 9 月 18 日的池上地震（芮氏規模 6.8），提醒了我們家鄉是個多麼地質活躍的地方，而鯊溪流域便座落這地震事件的搖擺區。截至撰寫當下，已有報導諸多建築倒塌與人員傷亡，在富里市區也出現地表破裂和變形，很可能是同群地震事件的地表斷層活動痕跡；整座鯊溪流域及南段海岸山脈在這短時間內就移動了數公分，強烈搖晃也造成無數山崩落石。

「自去年以來，災譴頻數，

地坼天崩，高岸爲谷。」－《後漢書 翟酺傳》

自西元 2018 年 2 月的花蓮地震以來⁵⁷，花東縱谷的斷層群便相當活躍，地球科學家們也注意到這與歷史紀錄中，西元 1951 年 11 月的花東縱谷地震群有許多類似之處³¹。地科學界對於這些地震和相關地體構造，都還有許多爭論與不清楚之處。在板塊運動學說盛行之前（西元 1950 至 1960 年代當時主流學說爲「地槽學說」），有學者懷疑花東縱谷爲左移斷層系統裡的拉張裂谷⁵⁸；到了近年，地形學⁵⁹及地震學⁶⁰⁻⁶²研究探索出更多新證據，學界已大幅修正假說，並更接近了解地下的實際地質樣貌。這次的關山與池上地震，提供我們絕佳的機會去深入探測與解析這些問題。

本手冊內的地體構造圖文解說（圖六、圖八），爲筆者彙整最新文獻所繪製的結果。隨著新資料的發掘，可預期在不遠的將來，會有更多的挑戰與新論點。釐清這些地質謎團是「與自然和諧共存」的重要基礎，以研究員的角度來說，這著實令人興奮。

因為這裡是我們的家，我們渴望更了解她。回想自 921 集集地震以來，大量累積的研究經驗與成果使臺灣能在這次關山地震與池上地震事件之後，以迅速的應變能力進行勘災與救災，並提供居民未來如何重建、遷移、災害應對的指引。身為一個地質人，往往覺得自身渺小且時光飛逝，但在人生短短數十年載，能親眼目睹人們不斷突破，奮力釐清數千、數百萬年的地質真相，筆者深感驕傲與欣慰。

筆者受邀寫下這篇後記紀念此獨特事件，並強調鰲溪流域這塊土地的特殊性以及祈求人們盡快從災害中恢復。這裡豐富精彩的地質地景和快速的構造活動，展演著自然運作道理。希望讀到這裡的您，能對咱「大地之母」有更多的了解或新想法。在驚艷大自然移山力量的同時，也別忘了住在這裡的我們，我們生根於此，擁抱著這片活躍的大地。

賴序衡

2022.09.21

於美國俄勒岡大學地球科學系

參考文獻

- 1 王鈴琪, 賴序衡, 簡巾雅 & 李光中. 山谷尋根: 鯤溪地質公園景點解說手冊 / 李光中策畫; 王鈴琪, 賴序衡, 簡巾雅著. (國立東華大學, 2021).
- 2 Sibuet, J.-C., Zhao, M., Wu, J. & Lee, C.-S. Geodynamic and plate kinematic context of South China Sea subduction during Okinawa trough opening and Taiwan orogeny. *Tectonophysics* **817**, 229050 (2021).
- 3 Wu, J., Suppe, J., Lu, R. & Kanda, R. Philippine Sea and East Asian plate tectonics since 52 Ma constrained by new subducted slab reconstruction methods. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **121**, 6 (2016).
- 4 Chen, W.-S., Yeh, J.-J. & Syu, S.-J. Late Cenozoic exhumation and erosion of the Taiwan orogenic belt: New insights from petrographic analysis of foreland basin sediments and thermochronological dating on the metamorphic orogenic wedge. *Tectonophysics* **750**, 56-69 (2019).
- 5 Hsu, W.-H. et al. Pleistocene onset of rapid, punctuated exhumation in the eastern Central Range of the Taiwan orogenic belt. *Geology* **44**, 9, 719-722 (2016).
- 6 Shyu, J. B. H., Wu, Y.-M., Chang, C.-H. & Huang, H.-H. Tectonic erosion and the removal of forearc lithosphere during arc-continent collision: Evidence from recent earthquake sequences and tomography results in eastern Taiwan. *Journal of Asian Earth Sciences* **42**, 3, 415-422 (2011).
- 7 Lai, L. S.-H. et al. Polygenetic mélangé in the retrowedge foredeep of an active arc-continent collision, Coastal Range of eastern Taiwan. *Sedimentary Geology* **418**, 105901 (2021).

- 8 Chen, W.-S. et al. U-Pb zircon geochronology constraints on the ages of the Tananao Schist Belt and timing of orogenic events in Taiwan: Implications for a new tectonic evolution of the South China Block during the Mesozoic. *Tectonophysics* **686**, 68-81 (2016).
- 9 Teng, L. S. & Lin, A. T. Cenozoic tectonics of the China continental margin: insights from Taiwan. Geological Society, London, Special Publications **226**, 1 (2004).
- 10 Dorsey, R. J. Provenance evolution and unroofing history of a modern arc-continent collision: Evidence from petrography of Plio-Pleistocene sandstones, eastern Taiwan. *J. Sediment. Res.* **58**, 2, 208-218 (1988).
- 11 Lai, Y.-M. et al. Zircon U-Pb and Hf isotopic constraints on the magmatic evolution of the Northern Luzon Arc. *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences* **29**, 1, 149-186 (2018).
- 12 Lundberg, N. & Dorsey, R. J. Rapid Quaternary emergence, uplift, and denudation of the Coastal Range, eastern Taiwan. *Geology* **18**, 7, 638-641 (1990).
- 13 Sinclair, H. D. in *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances* (eds Cathy Busby & Antonio Azor) 522-537 (John Wiley & Sons, Ltd, 2012).
- 14 Lai, L. S.-H. et al. Extremely rapid up-and-down motions of island arc crust during arc-continent collision. *Communications Earth & Environment* **3**, 1, 100 (2022).

- 15 Malavieille, J., Dominguez, S., Lu, C.-Y., Chen, C.-T. & Konstantinovskaya, E. Deformation partitioning in mountain belts: insights from analogue modelling experiments and the Taiwan collisional orogen. *Geological Magazine* **158**, **1**, 84-103 (2021).
- 16 Yuan, P. B. Sedimentology of the Kangkou and Tungho Limestones, Coastal Range, eastern Taiwan and its tectonic implications. *Journal of the geological society of China* **37**, **4**, 641-656 (1994).
- 17 Chen, W.-S. Lithofacies analyses of the arc-related sequence in the Coastal Range, eastern Taiwan. *Journal of the Geological Society of China* **40**, **2**, 313-338 (1997).
- 18 Yang, T. F., Tien, J.-l., Chen, C.-H., Lee, T. & Punongbayan, R. S. Fission-track dating of volcanics in the northern part of the Taiwan-Luzon Arc: eruption ages and evidence for crustal contamination. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences* **11**, **2**, 81-93 (1995).
- 19 Page, B. M. & Suppe, J. The Pliocene Lichi Mélange of Taiwan: its plate-tectonic and olistostromal origin. *American Journal of Science* **281**, **3**, 193-227 (1981).
- 20 Festa, A., Barbero, E., Remitti, F., Ogata, K. & Pini, G. A. Mélanges and chaotic rock units: Implications for exhumed subduction complexes and orogenic belts. *Geosystems and Geoenvironment* **1**, **2**, 100030 (2022).
- 21 Gray, B. T. The Holocene uplift of the Chihshang segment of the Longitudinal Valley fault at Fuli, eastern Taiwan Master thesis, Central Washington University, (2007).
- 22 朱曜國 . 池上斷層的古地震研究 , 臺灣大學 , (2007).

- 23 袁彼得 & 林殿順 . 簡介「中華民國地層命名原則」草案 . 經濟部中央地質調查所特刊 , 22, 1-11 (2009).
- 24 Hsu, T. L. Geology of the Coastal Range, eastern Taiwan. Bulletin of the Central Geological Survey of Taiwan, 8, 39-63 (1956).
- 25 Teng, L. S. Tectostratigraphic facies and geologic evolution of the Coastal Range, eastern Taiwan. Memoir of the Geological Society of China, 8, 229-250 (1987).
- 26 Chen, W.-S. Tectonostratigraphic framework and age of the volcanic-arc and collision basins in the Coastal Range, eastern Taiwan. Western Pacific Earth Sciences 9, 67-98 (2009).
- 27 Lai, L. S.-H., Ng, T.-W. & Teng, L. S. Stratigraphic correlation of tuffaceous and pshephitic strata in the Paliwan formation, southern Coastal Range of eastern Taiwan. Bulletin of the Central Geological Survey, Ministry of Economic Affairs of Taiwan, 31, 1-32 (2018).
- 28 Lai, L. S.-H. & Teng, L. S. Stratigraphy and structure of the Tai-Yuan basin, southern Coastal Range, eastern Taiwan. Bulletin of the Central Geological Survey, Ministry of Economic Affairs of Taiwan, 29, 45-76 (2016).
- 29 Lo, H.-J., Chen, W.-S. & Song, S.-R. Geological map of Taiwan scale 1:50,000 - Chengkung and Tungho sheet (1:50,000). Central Geological Survey, Ministry of Economic Affairs of Taiwan, New Taipei, 1993.
- 30 Wang, Y. & Chen, W.-S. Geological map of eastern Coastal Range (1:100,000). Central Geological Survey, MOEA, New Taipei, Taiwan, 1993.
- 31 Shyu, J. B. H., Chung, L.-H., Chen, Y.-G., Lee, J.-C. & Sieh, K. Re-evaluation of the surface ruptures of the November 1951 earthquake series in eastern Taiwan, and its neotectonic implications. Journal of Asian Earth Sciences 31, 3, 317-331 (2007).

- 32 Lee, J.-C. et al. Quantitative analysis of surface coseismic faulting and postseismic creep accompanying the 2003, Mw = 6.5, Chengkung earthquake in eastern Taiwan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **111**, B02405 (2006).
- 33 Thomas, M. Y., Avouac, J.-P., Champenois, J., Lee, J.-C. & Kuo, L.-C. Spatiotemporal evolution of seismic and aseismic slip on the Longitudinal Valley Fault, Taiwan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **119**, 6, 5114-5139 (2014).
- 34 賴序衡 & 鄧屬予. 縱橫泰源 - 台 23 線地質旅遊. *地質 (Ti-Chih)* **34**, 2 (2015).
- 35 Festa, A., Pini, G. A., Ogata, K. & Dilek, Y. Diagnostic features and field-criteria in recognition of tectonic, sedimentary and diapiric mélanges in orogenic belts and exhumed subduction-accretion complexes. *Gondwana Research* **74**, 7-30 (2019).
- 36 Festa, A., Dilek, Y., Pini, G. A., Codegone, G. & Ogata, K. Mechanisms and processes of stratal disruption and mixing in the development of mélanges and broken formations: Redefining and classifying mélanges. *Tectonophysics* **568-569**, 7-24 (2012).
- 37 Raymond, L. A. Perspectives on the roles of melanges in subduction accretionary complexes: A review. *Gondwana Research* **74**, 68-89, (2019).
- 38 Stow, D. A. V. & Mayall, M. Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology* **17**, 2, 125-135 (2000).

- 39 Festa, A., Ogata, K., Pini, G. A., Dilek, Y. & Alonso, J. L. Origin and significance of olistostromes in the evolution of orogenic belts: A global synthesis. *Gondwana Research* **39**, 180-203 (2016).
- 40 Chang, C.-P., Angelier, J. & Huang, C.-Y. Origin and evolution of a melange: the active plate boundary and suture zone of the Longitudinal Valley, Taiwan. *Tectonophysics* **325**, 1-2, 43-62 (2000).
- 41 Ge, Z., Nemec, W., Vellinga, A. J. & Gawthorpe, R. L. How is a turbidite actually deposited? *Science Advances* **8**, 3, eabl9124 (2022).
- 42 Dorsey, R. J. Collapse of the Luzon volcanic arc during onset of arc-continent collision: Evidence from a Miocene-Pliocene unconformity, eastern Taiwan. *Tectonics* **11**, 2, 177-191 (1992).
- 43 Brooks, H. L., Hodgson, D. M., Brunt, R. L., Peakall, J. & Flint, S. S. Exhumed lateral margins and increasing flow confinement of a submarine landslide complex. *Sedimentology* **65**, 4, 1067-1096 (2018).
- 44 陳文山 et al. 台灣地區上新世至全新世的沈積同時變形構造—地震岩的沈積環境. *西太平洋地質科學* **6**, 191-220 (2006).
- 45 Sohn, Y. K. Depositional processes of submarine debris flows in the Miocene fan deltas, Pohang Basin, SE Korea with special reference to flow transformation. *J. Sediment. Res.* **70**, 3, 491-503 (2000).
- 46 Roering, J. J. Landslides limit mountain relief. *Nature Geoscience* **5**, 446-447 (2012).
- 47 Whipple, K. X., DiBiase, R. A., Ouimet, W. B. & Forte, A. M. Preservation or piracy: Diagnosing low-relief, high-elevation surface formation mechanisms. *Geology* **45**, 1, 91-94 (2017).

- 48 Wobus, C. et al. in *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution* Vol. **398** Special Paper (eds Sean D. Willett, Niels Hovius, Mark T. Brandon, & Donald M. Fisher) **55-74** (Geological Society of America, **2006**).
- 49 Hsieh, M.-L., Hogg, A., Song, S.-R., Kang, S.-C. & Chou, C.-Y. A mass-wasting dominated Quaternary mountain range, the Coastal Range in eastern Taiwan. *Quaternary Science Reviews* **177**, **276-298** (**2017**).
- 50 Lai, L. S.-H., Roering, J. J., Finnegan, N. J., Dorsey, R. J. & Yen, J.-Y. Coarse sediment supply sets the slope of bedrock channels in rapidly uplifting terrain: Field and topographic evidence from eastern Taiwan. *Earth Surface Processes and Landforms* **46**, **13**, **2671-2689** (**2021**).
- 51 Champagnac, J.-D., Molnar, P., Sue, C. & Herman, F. Tectonics, climate, and mountain topography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **117**, B2 (**2012**).
- 52 Willett, S. D. & Brandon, M. T. On steady states in mountain belts. *Geology* **30**, **2**, **175-178** (**2002**).
- 53 Yang, R., Willett, S. D. & Goren, L. In situ low-relief landscape formation as a result of river network disruption. *Nature* **520**, **7548**, **526-529** (**2015**).
- 54 Whipple, K. X. & Tucker, G. E. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **104**, B8, **17661-17674** (**1999**).
- 55 Kirby, E. & Whipple, K. X. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology* **44**, **54-75** (**2012**).

- 56 Limaye, A. B. S. & Lamb, M. P. Numerical model predictions of autogenic fluvial terraces and comparison to climate change expectations. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* **121**, 3, 512-544 (2016).
- 57 Yen, J. Y. et al. Insights into seismogenic deformation during the 2018 Hualien, Taiwan, earthquake sequence from InSAR, GPS, and modeling. *Seismological Research Letters*, **90**, 1, 78-87 (2018).
- 58 Biq, C. C. The east Taiwan rift. *Petroleum Geology of Taiwan*, **4**, 93-106 (1965).
- 59 Shyu, J. B. H., Sieh, K., Chen, Y.-G. & Chung, L.-H. Geomorphic analysis of the Central Range fault, the second major active structure of the Longitudinal Valley suture, eastern Taiwan. *Geological Society of America Bulletin* **118**, 11-12, 1447-1462 (2006).
- 60 Wu, Y.-M. et al. Seismogenic structure in a tectonic suture zone: With new constraints from 2006 Mw6.1 Taitung earthquake. *Geophysical Research Letters*, **33**, 22, L22305 (2006).
- 61 陳文山 et al. 臺灣東部碰撞帶孕震構造. *經濟部中央地質調查所特刊*, **33**, 123-155 (2018).
- 62 Huang, H.-H. & Wang, Y. Seismogenic structure beneath the northern Longitudinal Valley revealed by the 2018–2021 Hualien earthquake sequences and 3-D velocity model. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, **33**, 1, 17 (2022).

石話山河

鯨溪地質公園地質地形導覽手冊

石話山河：鯨溪地質公園地質地形導覽手冊 / 賴序衡著。
-- 初版。-- 花蓮市：行政院農業委員會林務局花蓮林區
管理處，2022.11

面；公分
ISBN 978-626-7110-24-9(平裝)

1.CST: 天然公園 2.CST: 自然地理 3.CST: 工作說明書
4.CST: 花蓮縣富里

733.9/137.9/113.64 111017792

- 策 畫 李光中
顧問審稿 顏君毅 羅立
撰 文 賴序衡
攝 影 賴序衡 林殿順 呂政豪 王鈴琪 騰莫言·基鬧
電腦繪圖 賴序衡 鄧敦方
排版設計 鄧敦方
- 發行人 黃群策
出版機關 行政院農業委員會林務局花蓮林區管理處
電 話 03-8325141
地 址 花蓮市林政街 1 號
執行製作 國立東華大學 -
自然資源與環境學系地景保育與社區參與研究室
- 輸出印刷 遠景印刷企業有限公司
G P N 1011101885
I S B N 978-626-7110-24-9
初版一刷 2022 年 11 月
定 價 新臺幣 165 元

版權所有，翻印必究

