

國立臺灣大學理學院地質科學研究所

碩士論文

Department of Geosciences

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis



兩萬年以來花東海岸北段的海階演化

Depositional architecture and tectonic implication
of the terrace system in the northern Coastal Range
since late Pleistocene

楊清淵

Ching-Yuan Yang

指導教授：陳文山 博士

Advisor: Wen-Shan Chen, Ph.D.

中華民國 107 年 7 月

July, 2018

國立臺灣大學碩士學位論文
口試委員會審定書

兩萬年以來花東海岸北段的海階演化

Depositional architecture and tectonic implication of the terrace
system in the northern Coastal Range since late Pleistocene

本論文係 楊清淵 君（學號 R04224101）在國立臺灣大學地質科學研究所完成之碩士學位論文，於民國 107 年 7 月 26 日承下列考試委員審查通過及口試及格，特此證明

口試委員：

陳文山

（指導教授）

楊志武

沈家敏

顏良彰

致謝



完成論文的前夕，三年前跟老師談碩士班研究主題的對話卻仍記憶猶新。「你對什麼有興趣？」「老師...我不想做沉積學。」「隨便！」之後就開始了為期三年的花東海岸之旅，從花蓮到台東、海邊到河溝，各個地名與溪流也漸漸由陌生變熟悉。花東海岸美得令人屏息，野外工作縱然繁瑣，各個溪流的露頭狀況也不盡相同，但從縱谷翻過海岸山脈，或是滿身泥濘從溪流走到出海口看到太平洋的那一刻，心情永遠是雀躍的。

研究過程受到了許多幫助，最重要的是要謝謝指導教授陳文山老師與一同在花東海岸打拼的陳思婷學姐。謝謝老師願意完成我想要研究海階地形的心願、親力親為的參與每個研究環節、以及在遭遇挫折、定年樣本採集策略錯誤導致結果不佳時的鼓舞：「採啊！繼續做就對了！」。謝謝思婷在研究室、野外工作與球場一路上的討論與幫助，以及很多很多的信心建構，沒有花東海岸南段精彩的海階分析，北段海階的點點滴滴也很難如此鮮明。

本研究同樣獲得很多實驗室的幫助，謝謝口試委員沈淑敏教授、顏君毅教授與楊志成組長給予論文諸多建議，陳于高教授、胡植慶教授、徐濤德教授與張有和教授的 RTK 儀器支援，宋聖榮教授與林毓潔學姐的震盪儀幫忙，魏國彥教授與莊智凱學長在海水面重建上給予建議，郭昱廷學長、邱俊穎學長、詹忠翰學長、彭葦學長、簡珮如學姐、陳力維學長與施勝安學弟在斷層模擬給予的實際指導，八仙洞助理給予野外資料，以及吳柏霖學長與王崇哲學長一同跨過野外一條一條的溪流。

阿山實驗室的每一份子都是完成這本論文的大大助益，不論是野外工作、討論研究內容、一起當助教管學生、幫老師修電腦、共同歡笑也共同憤慨，每次想到研究室的大家都是完成學業的巨大動力。謝謝阿彰、時全、思婷、阿志、士捷、Yuka、


詠然、嘉佳、秋蓮學姐、緯豪學長、荷雅學姐、奕修學長、巫姿萱學姐、于倫學長、阿凱、阿國、紹安、文翔、Josh、孝承、彤軒、紹伊、妙姐，實驗室一直都是歡樂的大家庭，希望這份開心能夠一直傳承下去。



研究所的三年，台大地質一直是最安心的避風港，除了大學部時受過許多老師的照顧，同儕之間的相處也是我永遠的能量來源。謝謝立虹老師在大學部時忍受一個年輕小夥子對微生物實驗室的諸多打擾，謝謝您願意帶著我一段一段慢慢念文章，帶我去思考問題的緣由，以及有效解決問題的具體方法，最後以瀟灑的方式讓我好好思考自己想要做什麼。謝謝地質系排讓我有持續運動下去的力量，對排球求勝心態的成長，以及單純享受運動炙熱的心，謝謝謝排、康 B、暉竣、蚯蚓、東東學長、華航學長、可揚學長、彭彭、S、韓松佑學長、紹宸、勝安、Josh、廷威、致維、孟綸、一玄、昶仲、雪川、伯均、麟傑、Sam Wu、Ayush、翔翔、該該、俞青、思婷，還有太多太多的學弟妹與排球夥伴們。謝謝 B00、R04、安居街室友孟綸、豫延、國璋，還有很多陪我們在 217 度過美好的夏日午後時光的友善人們，我永遠的麻吉兼閨蜜采薇、一同征戰奧地利與義大利的翊展、總圖後草皮一起看月亮的海世界大佬阿侃、遇到就有點心可以吃的怡儒、一起重訓的雅閔，以及以後還要一起努力很多很多的琮瀚。


最後要謝謝我的家人，爸爸媽媽與兩位弟弟、阿姨媽媽，以及感情親密如家族的高阿姨、蘇意婷、丁媽媽與阿伯。謝謝你們讓我成為今天的自己，以後我會更加努力。

摘要



廣布於海岸山脈東翼的全新世海階地形強烈的展現花東海岸在數千年來活躍的構造特性，南北階地的形態差異則表現出抬升機制在空間分布上有所不同。前人多利用海階沉積物的定年資料計算區域抬升速率，用以解釋南北構造活動特性的差異，然而在海階分階、側向對比、產狀描述與階地成因等地形演化歷程則受限於花東海岸強烈的侵蝕作用與旺盛的堆積作用，海階地形不明顯、露頭出露狀況不佳，導致前人較少著墨。地表的塑形與地下構造息息相關，若能夠針對富含年代資料與高度控制的海階地形進行分析、則更有機會去深入探討區域構造活動特性。因此，本研究重新探討北段花東海岸—嶺頂至成功的海階成因，透過野外工作量測海階底岩面高度、確認各地沉積層與階地層序並採集定年樣本，最後由海水面升降與構造抬升速率所構成的相對海水面變化來分析花東海階自晚更新世以來的演化歷史，同時探討由海階形態所隱含的構造意義。

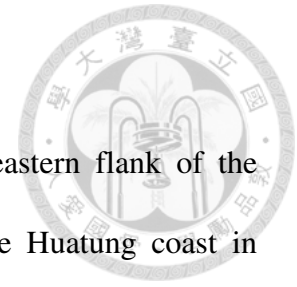
透過階地形態的差異，本研究將海階系統分為南北兩群（T1-T6、TI-TV），並依據長期抬升速率的不同，將研究區域分為嶺頂區（2.5 mm/yr）、新社區（4.5-4.8 mm/yr）、長濱區（6.3-6.4 mm/yr）與石雨傘區（4.5-5.0 mm/yr），分區探討海水面與構造抬升在不同時間對各區的影響。在 16-8 ka 絕對海水面上升快速時期，四個分區的變化相似，皆呈現相對海進狀態，並在底岩上堆積厚層海進沉積層。8 ka 後各地因抬升速率與構造活動特性不同，沉積層出露高度、出露形式、海階形態與階面階崖高度分布各有不同。嶺頂區與新社區海階面窄、海階崖高、兩期海階的生成年代跨距大，海階成因與鎖定斷層造成較長的再現週期、千年尺度大地震的抬升有關；南部長濱區與石雨傘區普遍出現小階崖、階面寬的現象，與潛移斷層造成的同震與快速的間震抬升有關。



雖然四個分區的海階在抬升速率以及構造活動特性與縱谷斷層對應良好，但透過歷史地震事件與古地震紀錄所推估的瑞穗斷層與池上斷層地震再現週期以及同震垂直變形量卻與海岸地區的海階階崖高度存在差異。為了解決此問題，本研究利用 Okada (1985) 的彈性半空間模型進行模擬，認為嶺頂斷層若存在週期為千年尺度的地震，當地震規模到達 $M_w=7.4$ ，則可以在海岸生成 2-3 公尺的海階崖，符合北段海階所觀察到的大階崖現象。池上斷層若要在海岸地區形成實際量測值為 1.4 公尺的小階崖，則地震規模須達到 $M_w=7.2$ ，對潛移斷層較不可能，南段海階的抬升、小階崖的生成主要還是透過頻繁的小地震事件、配合快速的間震潛移抬升與侵蝕作用才能夠形成如此高度的海階崖。

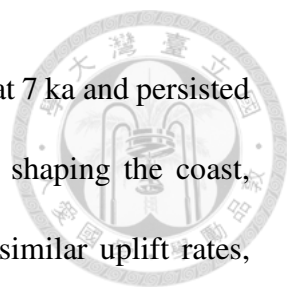
關鍵字：海階地形、花東海岸、環境演化、相對海水面變化、構造抬升、縱谷斷層

Abstract



Distinct staircase topography of marine terraces along the eastern flank of the Coastal Range obviously denotes the active tectonic uplift of the Huatung coast in Holocene. Differences of marine terrace occurrences between the northern and the southern Huatung coast indicate that uplift mechanisms of the terrace system vary from place to place. Previous researches put much efforts on calculating long-term uplift rates in order to scrutinize how tectonic structures deform the coastline, but the environmental evolution and how marine terraces were formed remained equivocal due to the cover of alluvial and fluvial deposits on top of the terrace surface. Since that formation of marine terraces are strongly influenced by underlying structures, clarification of how Holocene marine terraces were formed increases the understanding of related fault systems. Field excursions across coastal and river profiles from Linding to Chengkung are conducted in this research, trying to discover record of terrace evolution. By measuring height of paleo wave-cut platforms, recognizing sediment occurrences and collecting samples for ^{14}C dating, we reconstruct how paleo sea level change and tectonic uplift affected terrace formation which imply the tectonic signature of the Huatung marine terraces.

By comparing differences of terrace occurrences, including width of terrace surface and height of terrace riser, we classify marine terraces into two groups, T1-T6 for terraces in the north (Lindind to Zhangyuan area), and TI-TV for those in the south (Baxian cave to Chengkung area). Four tectonic sub-regions are identified with different long-term uplift rates, naming Lingding, Shinshe, Changbin and Shitiping region, with uplift rates ranging 2.5, 4.5-4.8, 6.3-6.4, and 4.5-5.0 mm/yr, respectively. As sea level rose quickly in 16-8 ka, all these sub-regions undergone relative transgression, accumulating thick



marine deposits on the bedrock. As sea level reached its culmination at 7 ka and persisted stable since then, tectonic uplift became the dominant forcing for shaping the coast, turning the environment into relative regression. Forming with dissimilar uplift rates, marine terraces of four sub-regions occurred in different types. In Lingding and Shinshe region, marines terraces usually consist of narrow terrace surfaces and high terrace risers, suggesting that terraces were uplifted by locked faults with big coseismic uplift, possibly earthquakes of millennial time scale. In Changbin and Shitiping region, terraces are composed of wide terrace surfaces and low terrace risers, indicating deformation of creeping faults with small coseismic and fast interseismic uplift.

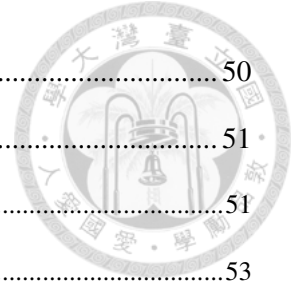
Although the spatial distribution of four sub-regions well correlates with the segmentation of the Longitudinal Valley Fault, vertical displacements of paleo-earthquakes recorded in the Huatung Valley didn't show much evidence of coastline uplifting events. Through the elastic half-space modelling proposed by [Okada\(1985\)](#), we find out that once the earthquake magnitude (M_w) reaches 7.4, the coseismic uplift of Linding and Ruisui fault could attain 2-3 m around coastal area, which matches heights of terrace risers in the north. For terraces in the south, as proposed by results of modelling, the 1.4 m terrace riser should be uplifted by a M_w 7.2 event, a magnitude that is hard to reach for Chihshang fault, an active creeping faults. Terraces in the south should be developed by high erosion rate accompanied with frequent small coseismic uplift and fast steady interseismic uplift.

Keywords: marine terrace, Huatung coast, environmental evolution, relative sea level change, tectonic uplift, Longitudinal Valley Fault

目錄



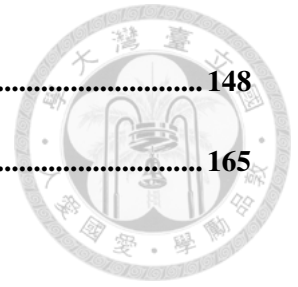
口試委員會審定書.....	I
致謝.....	II
摘要.....	IV
Abstract.....	VI
目錄.....	VIII
圖目錄.....	XI
表目錄.....	XV
第一章 緒論.....	1
1.1 研究動機.....	1
1.2 研究目的.....	5
第二章 文獻回顧.....	6
2.1 區域地質.....	6
2.2 活動斷層.....	8
2.2.1 縱谷斷層.....	8
2.3 海階地形成因與應用.....	24
2.3.1 海階地形成因.....	24
2.3.2 海階地形應用.....	27
2.3.3 臺灣海階地形研究.....	31
2.3.4 海水面變動.....	39
2.3.5 破十四定年.....	42
第三章 研究方法.....	44
3.1 名詞定義.....	44
3.2 地形分析.....	46
3.3 野外工作.....	48



3.4	定年樣本採集、處理與年代校正	50
3.5	海水面與構造抬升速率	51
3.5.1	臺灣區域兩萬年來海水面變化	51
3.5.2	區域長期抬升速率計算	53
3.5.3	相對海水面變化	57
第四章	結果	59
4.1	地形特徵	59
4.1.1	地形總論	59
4.1.2	海階地形特性	59
4.2	各區域海階產狀、定年樣本及對比結果	74
4.2.1	嶺頂-鹽寮	74
4.2.2	磯崎-豐濱	80
4.2.3	綠野-石門	86
4.2.4	石梯坪-樟原	92
4.2.5	八仙洞-長濱	97
4.2.6	長濱南-烏石鼻	104
4.2.7	膽曼-小港	110
4.3	全區海階產狀統整與比較	116
第五章	討論	119
5.1	區域抬升速率計算與階地分區	119
5.2	沉積層序演變與海階產狀差異	123
5.3	海階分階與對比	132
5.4	海階階面與階崖形態差異	133
5.4.1	階面形態差異	133
5.4.2	階崖形態差異	135
5.5	花東海階抬升構造與機制	139
第六章	結論	147

參考文獻..... 148

附錄..... 165



圖目錄



圖 1-1、臺灣地體架構.....	4
圖 1-2、海階地形示意圖.....	4
圖 2-1、研究區域斷層分布、高度分布與區域地質圖.....	7
圖 2-2、嶺頂斷層條帶地質圖.....	11
圖 2-3、橫跨縱谷斷層之 GPS 水平速度場變化圖.....	12
圖 2-4、震源機制解與背景地震分布剖面圖.....	13
圖 2-5、瑞穗斷層條帶地質圖.....	17
圖 2-6、池上斷層條帶地質圖（北幅）.....	21
圖 2-7、池上斷層條帶地質圖（南幅）.....	22
圖 2-8、成功地震地震序列與震央位置.....	23
圖 2-9、成功地震地表同震垂直位移.....	23
圖 2-10、世界 MIS 5e 海階分布位置、高度與抬升速率.....	26
圖 2-11、藉由海階高度與年代重建海水面變動歷史.....	28
圖 2-12、電腦模擬之全球冰川均衡調整效應活動速率.....	30
圖 2-13、臺灣短期與長期地表垂直位移速率.....	32
圖 2-14、石再添等人（1988）嶺頂至成功海階分階.....	37
圖 2-15、Yamaguchi and Ota（2004）石梯坪、膽曼與成功海階分布.....	37
圖 2-16、臺灣東部外海海底構造線.....	38
圖 2-17、花東海岸長期抬升速率.....	38
圖 2-18、冰川均衡調整效應示意圖.....	40
圖 2-19、海洋虹吸作用示意圖.....	40



圖 2-20、末次冰期以來全球海水面變化分區	41
圖 2-21、模擬之現今全球海水面變動速率	41
圖 3-1、海階剖面示意圖	46
圖 3-2、階面圈繪	47
圖 3-3、本研究定年樣本類型	51
圖 3-4、兩萬年來臺灣區域海水面變化	53
圖 3-5、古環境深度示意圖	56
圖 3-6、現地珊瑚高度示意圖	56
圖 3-7、相對海水面變化曲線	58
圖 4-1、海階底岩類型	61
圖 4-2、海階上覆沉積物類型	62
圖 4-3、嶺頂至鹽寮定年資料與露頭位置	76
圖 4-4、嶺頂至鹽寮海階產狀	77
圖 4-5、嶺頂至鹽寮階地分布圖	78
圖 4-6、剖面 01 與剖面 02	79
圖 4-7、磯崎至豐濱定年資料與露頭位置	81
圖 4-8、磯崎至豐濱海階產狀	82
圖 4-9、磯崎至豐濱階地分布圖	83
圖 4-10、剖面 03 與剖面 04	84
圖 4-11、剖面 05，新社南三號剖面	85
圖 4-12、綠野至石門定年資料與露頭位置	87
圖 4-13、綠野至石門海階產狀	88
圖 4-14、綠野海岸露頭地層柱	90



圖 4-15、綠野至石門階地分布圖	91
圖 4-16、石梯坪至樟原定年資料與露頭位置	93
圖 4-17、石梯坪至樟原海階產狀	94
圖 4-18、石梯坪至樟原階地分布圖	95
圖 4-19、剖面 07、剖面 08 與剖面 09	96
圖 4-20、八仙洞至長濱定年資料與露頭位置	98
圖 4-21、八仙洞至長濱海階產狀	99
圖 4-22、八仙洞至長濱階地分布圖	101
圖 4-23、剖面 10 與剖面 11	102
圖 4-24、剖面 12 與剖面 13	103
圖 4-25、長濱南至烏石鼻露頭位置	105
圖 4-26、長濱南至烏石鼻海階產狀	106
圖 4-27、長濱南至烏石鼻海階分布圖	107
圖 4-28、剖面 14 與剖面 15	108
圖 4-29、剖面 16 與剖面 17	109
圖 4-30、膽曼至小港定年資料與露頭位置	111
圖 4-31、膽曼至小港海階產狀	112
圖 4-32、膽曼至小港階地分布圖	113
圖 4-33、剖面 18 與剖面 19	114
圖 4-34、剖面 20 與剖面 21	115
圖 5-1、嶺頂至小港各區長期抬升速率	121
圖 5-2、研究區域階地分區統整圖	122
圖 5-3、長濱岩心資料	125

圖 5-4、絕對海水面與嶺頂區相對海水面變化.....	128
圖 5-5、新社區、長濱區與石雨傘區相對海水面變化.....	129
圖 5-6、海水面兩度通過相同位置示意圖.....	130
圖 5-7、沖積扇造成沉積物保存示意圖.....	130
圖 5-8、綠野、長濱與都蘭沖積扇產狀.....	131
圖 5-9、海階崖與地形崖生成示意圖.....	138
圖 5-10、間震變形改變海階高度示意圖.....	138
圖 5-11、花東外海海底斷層分布、沉積物等厚度圖與震測剖面.....	141
圖 5-12、Malavielle <i>et al.</i> (2002) 外海斷層剖面.....	141
圖 5-13、地震重定位與 Vs perturbation 震波層析成像呈現之地下構造.....	142
圖 5-14、本研究模擬之瑞穗斷層同震垂直變形.....	146



表目錄



表 2-1、嶺頂斷層傾角與深度關係.....	10
表 2-2、瑞穗斷層傾角與深度關係.....	16
表 2-3、池上斷層傾角與深度關係.....	20
表 3-1、本研究基本名詞定義.....	44
表 3-2、本研究採用之潮位站基本資訊.....	49
表 4-1、本研究定年樣本資訊.....	65
表 4-2、研究區域定年樣本資訊與長期抬升速率.....	67
表 4-3、研究區域北段海階資訊.....	117
表 4-4、研究區域南段海階資訊.....	118
表 5-1、各區域海階寬度.....	133

第一章 緒論



1.1 研究動機

臺灣位於菲律賓海板塊 (Philippine Sea plate) 與歐亞板塊 (Eurasian plate) 交界 (圖 1-1)，活躍的構造運動與高頻率的地震活動顯示兩板塊聚合造成巨大的應力累積，呈現於斷層與褶皺的變形，並造成地表的快速抬升。抬升地塊受到海水侵蝕、生成一系列海階地形 (marine terrace)，將同時記錄構造作用與海水面變動歷史。花東海階因為含有豐富的定年材料，進而成為研究新構造的良好體材。

海階由階面、階崖、海岸線角與上覆沉積物組成 (圖 1-2)，隨著海水的侵蝕，海蝕平台將會生成，同時堆積有海灘沉積物。若階面生成後陸地抬升或海水面下降，海水將會在原本的海蝕平台之下侵蝕出新的海蝕平台，海階就此生成。位在階面最內緣與階崖的夾角稱為古海岸線角，記錄原始的海水面位置，同時此海階與下覆海蝕平台的階崖高度差則反映構造抬升或海水面下降的量值，若再配合階面沉積物的年代給予時間的制約，將能夠有效的推估古海水面變動量與構造抬升量。除了構造抬升與海水面變動以外，階崖高度、階面寬度、階地沉積物厚度與沉積物組織皆反映了海階生成時的物理機制，海階成為聯結構造運動、海水面升降與古沉積環境演化的重要橋樑。

世界眾多的海階研究，莫過於以 MIS 5e (Marine Isotope Stage 5e) 所生成的海階的研究最為著名。MIS 5e 為十二萬五千年前的高海水面時期，海水面較今日高約 5-6 公尺，該時期所生成的海階階面寬廣、形態明顯，廣泛的分布於世界各海岸地帶。因為該時期海水面較現今海水面高，所生成的地形不會被後期的海水侵蝕，階地容易保存，進而成為良好的古海階研究素材。在被動大陸邊緣 (passive continental margin) 等構造穩定區域，前人多利用此海階高度重建十二萬五千年前



的古海面高度；在活動大陸邊緣 (active continental margin)，除了可以利用 MIS 5e 海階高度來計算區域長期抬升速率外，所求得的長期抬升速率將可以估算鄰近區域其它高海面時期所生成的階地年代或古海面高度。

若著眼於本研究區域—花東海岸的海階地形，雖然花東海岸因為高抬升速率，MIS 5e 海階多已抬升並被侵蝕殆盡，但同時也是受惠於快速抬升的影響，海岸地區在全新世生成一系列年輕的海階地形，記錄著海面與構造近期的活動狀況。前人在花東海岸已多有論述，大致可分為階地對比、新期構造運動解釋與階地成因等三個部分。在階地對比方面，早期因缺乏年代控制，多利用階面高度進行分階與側向對比 (石再添等人, 1988)，後期則利用階面的定年資料，明確指出現今分布於花東海岸的海階皆為全新世的產物 (Yamaguchi and Ota, 2004 ; Hsieh *et al.*, 2004 ; Hsieh and Rau, 2009 ; 陳思婷, 2018)。隨著定年技術的進步與普及，海階研究開始利用定年資料計算各區域的抬升速率，推論花東海岸在新期構造活動中具有不等量抬升、南快北慢的現象，唯各研究所劃分的構造分界與解釋不同 (徐鐵良, 1954 ; 石再添等人, 1988 ; 謝孟龍, 1990 ; 謝孟龍與劉平妹, 2010 ; Chen *et al.*, 1991 ; Hsieh *et al.*, 2004 ; Yamaguchi and Ota, 2004 ; Hsieh and Rau, 2009)。花東海階的生成機制，大部分研究皆指出階梯狀地形應與地震活動相關 (徐鐵良, 1954 ; 石再添等人, 1988)，後期研究則再加入明確的年代資料指出區域可能的變形模式 (Hsieh and Rau, 2009)。總結而言，花東海岸廣布的海階地形，快速抬升特性與南北可能具有差異的抬升機制已被許多研究提及。

比較花東海岸與世界其它地區的海階地形研究，花東海岸因為具有快速的構造抬升，海階記錄千年至萬年尺度的變化，與世界其它區域幾十萬年尺度的地質紀錄大不相同。相較於十萬年尺度的變動，千年至萬年尺度的構造活動紀錄與人類生活更為息息相關，研究花東海階將有助於拓展我們對斷層長週期活動型態的認知，



除了透過 GPS(Global Positioning System)、InSAR(Interferometric Synthetic Aperture Radar)、PS-InSAR (Persistent Scatterer Interferometric Synthetic Aperture Radar) 與水準測量 (levelling) 等數天到數年變動量，以及由槽溝挖掘獲得百年尺度的古地震紀錄，花東海階將有更多資料可以反映千年尺度的斷層活動型態，對於斷層活動特性與危害評估都有所助益。且在千年至萬年的時間尺度中，海階生成同時受到海進海退的影響，更能將海水面與構造作用反映在成因與階地形態上。

雖然前人在花東海岸已有諸多成果，但在海階分階、階地側向對比與階地產狀的資料較為缺乏，同時影響海階生成的構造系統也沒有定論。實際於野外露頭觀察，可以發現雖然在地形圖上可以看到明顯的階梯狀地形，但野外露頭顯示大部分的海階底岩面上皆覆蓋厚層的沖積扇與河流沉積物，且各地厚薄不一，近山麓或沖積扇區域的海階上覆較厚層的陸相沉積物，並漸漸向兩側減薄。後期陸相沉積物的覆蓋除了改變地形面高度，也造成露頭出露狀況不佳，海階的露頭資料變得瑣碎而不連續，同時也無法利用地形面高度進行階地的側向對比或長期抬升速率的估算。有鑑於此，本研究嘗試從地形學與沉積學角度，透過大量的野外工作調查花東海岸嶺頂至成功以北小港地區的階地產狀與階面沉積物組構的變化，配合碳十四定年資料獲得各個沉積層的年代制約。同時運用抬升速率與階地形態的差異將不同的海階系統進行分類，並透過階地沉積物定年結果與長期抬升速率計算的階地年代進行海階分階及側向對比。為了討論構造與海水面變動之間的相對關係，本研究將絕對海水面變化與區域抬升速率進行套疊，建構相對海水面變化曲線，除了解釋海水面在不同區域的變化以外，亦可以解釋古地理演化。除了環境演化外，本研究亦透過海階產狀差異，將造成階地抬升的構造系統進行分段，最後搭配數值模擬的成果，提出影響花東海階抬升的構造活動機制。

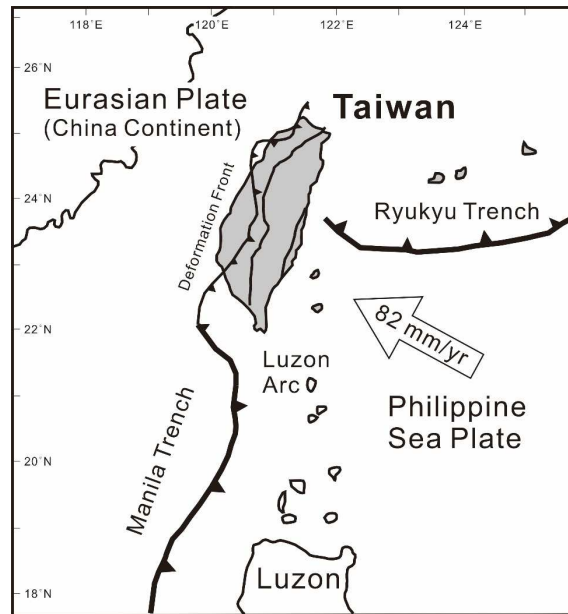


圖 1-1、臺灣地體架構。臺灣位於歐亞板塊與菲律賓海板塊交界，菲律賓海板塊以 82 mm/yr 的速率朝向歐亞板塊聚合 (Yu *et al.*, 1997)，此巨大的聚合應力除了令臺灣有雄偉的造山運動外，同時造成全區活躍的構造運動與頻繁的地震事件。本研究區域—花東海岸同樣受到聚合應力的影響，使海岸沿線生成豐富的海階地形。圖片引用自 Chen *et al.* (2001)。

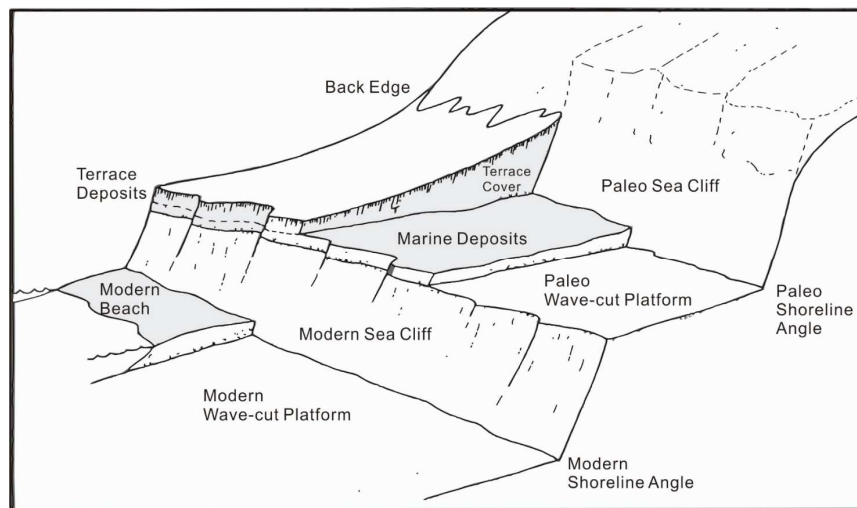


圖 1-2、海階地形示意圖。海階由海階面、階崖與海岸線角組成，海岸線角指示海階面生成時的海水面高度。在一般的海階剖面中，海階底岩面之上會覆蓋原始波浪作用所沉積的海灘沉積層，其上會再覆蓋陸相沉積物，如沙丘、河流相沉積物、沖基層與崩積層。這些後期覆蓋的沉積物將會使階面高度改變，同時覆蓋古海岸線角，使觀察到的階地內緣為階地後緣(back edge)，此高度並不代表古海水面的高度。圖片引用自 Weber (1990)。



1.2 研究目的

本研究嘗試分析花東海岸嶺頂至成功地區的海階地形，藉由各區域階地形態差異與階面沉積物組構特性，重建花東海岸的海階生成模式與古地理演化，並探討影響階地生成的斷層系統與變形模式。是故詳細的研究目的如下：

1. 利用高精度數值地形模型配合野外調查，圈繪各區域海階分布並建立階地層序。
2. 透過沉積物組構變化、配合構造抬升與海水面變動速率探討環境演化。
3. 詳述野外產狀與海階底岩面高度，繪製海階剖面，劃分花東海階形態與分布。
4. 統整前人與本研究定年資料，計算區域長期變形速率，配合海階與海岸地形特徵探討區域構造、地震事件抬升量、變形速率與變形模式。
5. 透過數值模擬方法模擬斷層在花東海岸的同震垂直變形量，檢視海階可能的抬升構造與抬升機制。

第二章 文獻回顧



本研究區域位於北段花東海岸，北起嶺頂、南至成功三仙台，海岸線長約 100 公里（圖 2-1）。本章節描述臺灣的板塊架構、海岸山脈的岩性分布以及影響海階地形發育的斷層系統，另外針對海階地形的定義、演化與全球各地的海階相關研究，海階成因與海水面升降的關係，以及碳十四定年方法同樣會在本章節作介紹。

2.1 區域地質

臺灣位於菲律賓海板塊與歐亞板塊碰撞帶（Chai, 1972；Teng, 1990），以縱谷斷層（Longitudinal Valley Fault）為板塊的縫合帶。弧陸碰撞理論中，「弧」為南中國海板塊隱沒至菲律賓海板塊之下形成的北呂宋火山島弧，而「陸」為歐亞大陸。北呂宋島弧在生成後隨著菲律賓海板塊向西北方移動，碰撞之後，火山島弧仰衝至歐亞板塊之上稱為海岸山脈。

海岸山脈演化始於南中國海板塊在中期中新世隱沒至菲律賓海板塊之下生成的火山弧，岩性主要為安山岩質的火山岩與碎屑岩，稱為都鑾山層（徐鐵良，1956）。火山成長出露水面並逐漸停止活動後，形成在火山體周圍淺海的生物礁體成為今日所見的港口石灰岩（陳文山，2010；Chang, 1967）。島弧系統隨著菲律賓海板塊的移動持續靠近歐亞板塊，大量的造山沉積物自上新世開始以濁流形式堆積到火山島弧周圍的盆地中（retro-foreland basin），依照碎屑物組成分為蕃薯寮層與八里灣層（Teng, 1979；Chen and Wang, 1988）。

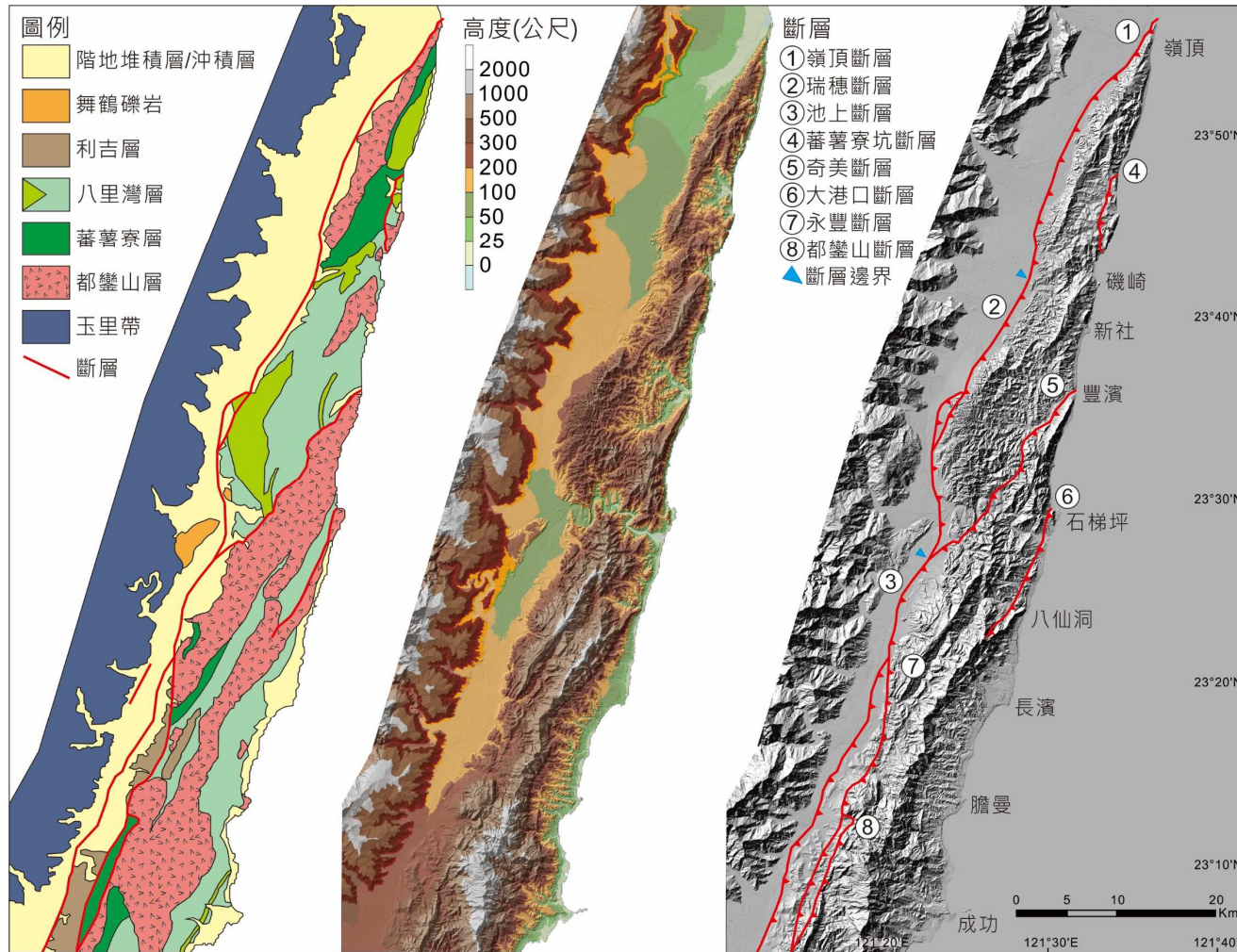



圖 2-1、研究區域斷層分布、高度分布與區域地質圖。本研究區域為北段花東海岸—嶺頂至成功三仙台，全長約 100 公里。海階地形沿海岸線分布，海階面高度不高於 70 公尺。地質圖與斷層分布引用自陳文山 (2016)。



隨著島弧系統持續向歐亞板塊移動，兩板塊的交界帶受到隱沒與碰撞的聚合作用，碰撞帶的岩層被擠壓形成混同層，除了具鱗片狀構造的泥岩以外，混雜來自兩側板塊的各種岩塊，計有沉積岩、蛇綠岩與安山岩等，稱為利吉層。前人針對利吉層內的沉積岩岩塊岩屑組成與化石進行分析，判斷大部分沉積岩岩塊來自中新世沉積層，及部分上新世的蕃薯寮層，其生成於更新世以後（羅煥紀等人，1993；Chen, 1997）。隨著碰撞作用持續進行，北呂宋島弧逐漸併貼至古臺灣島，並上衝至陸上，稱為海岸山脈。海岸山脈持續抬升，東西兩翼各自受到海洋與河流等營力作用，形成一系列的階地地形。上述岩性分布如圖 2-1 所示。

受到菲律賓海板塊與歐亞板塊斜碰撞的影響，海岸山脈主要的地形與構造線都呈現東北-西南走向（陳文山等人，2010）。研究區域內主要的斷層系統包括位於海岸山脈西緣的縱谷斷層以及位在山脈內部的蕃薯寮坑斷層、奇美斷層、大港口斷層、永豐斷層與都鑾山斷層（圖 2-1）。根據斷層錯移的地層、地震紀錄和槽溝挖掘判斷的古地震事件，僅縱谷斷層在近期有明顯的活動紀錄，此斷層與本研究聚焦的晚更新世以來的階地成因息息相關，以下將針對縱谷斷層進行詳細描述。

2.2 活動斷層

2.2.1 縱谷斷層

縱谷斷層（Longitudinal Valley Fault）坐落於花東縱谷東側，為走向北東 15-20 度，總長約 150 公里的高角度逆斷層（陳文山等人，2008；林啟文等人，2009）。GPS 的測量結果顯示歐亞板塊每年 82 mm 的壓縮量約有 30 mm 消耗於縱谷斷層（Yu et al., 1997），同時臺灣每年所發生的地震事件亦有 30% 集中於縱谷斷層（Chen et al., 2007），此現象顯示縱谷斷層具有巨大應力累積，屬於非常活躍的斷層。此斷層系統在縱谷的南北段有截然不同的活動行為：北段縱谷斷層在地表無明顯的



斷層跡出露，亦無明確的階地地形顯示斷層的活動，推測乃是受到溪流的沖刷與大量全新世礫石層的覆蓋；中段與南段縱谷斷層則可在縱谷東緣見到明顯的斷層崖與河階地形。前人藉由磁力異常分析 (Hu and Chen, 1986) 與部分區域的斷層露頭推測縱谷斷層應位在花東縱谷東側與海岸山脈的接壤處，並透過地電阻測勘 (石瑞銓等人, 2004)、地表變形 (楊貴三, 1986; 張瑞津等人, 1992; Bonilla *et al.*, 1997; Shyu *et al.*, 2006)、槽溝開挖 (陳文山等人, 2004、2008; 顏一勤等人, 2005; Chen *et al.*, 2007)、水準測量 (Murase *et al.*, 2013) 與 GPS 測量 (陳文山等人, 2008; Chen *et al.*, 2007) 等方式確認斷層位置，再依照不同區段的斷層活動特性將縱谷斷層由北至南分為嶺頂斷層、瑞穗斷層、池上斷層與利吉斷層 (陳文山等人, 2008)。本研究之研究區域位於嶺頂、瑞穗與池上等三條斷層上盤，以下主要介紹此三條斷層之活動特性、速率與斷層幾何形態。

(1) 嶺頂斷層

嶺頂斷層 (Linding Fault) 北起花蓮溪出海口，南至光復鄉富田村，全長約 32 公里，為一條帶有逆衝分量的左移斷層 (圖 2-2; 陳文山等人, 2008; 林啟文等人, 2009)。嶺頂斷層沿線並無明顯的斷層隆起地形，自中央山脈一側所堆積的沖積扇向東穿越縱谷發育，沖積扇並未受到斷層明顯的錯動，顯示此斷層在近期並不活躍 (徐鐵良, 1955; 梁克帆, 2012)。在缺乏地表斷層跡的情況下，Hu and Chen (1986) 利用花東縱谷與海岸山脈磁力異常的特性，認為縱谷斷層應該位於海岸山脈西側，與縱谷的交界處。石瑞銓等人 (2004) 透過地電阻測勘，發現花蓮月眉社區測線之下存在一低電阻帶，是一電阻率構造不連續帶，研判為斷層帶。Kuochen *et al.* (2004) 利用 1991-2002 年規模 $M_L > 3$ 的地震重新定位，約略顯示一向東傾斜的地震帶，即可能為縱谷斷層的斷層面。

除了透過地球物理方法了解嶺頂斷層的斷層特性以外，大地測量、GPS 與水準測量等方法也提供了斷層短期變形的詳細資訊。陳佳元 (1974) 利用三角點測量方法，發現海岸山脈北段相對於中央山脈朝北北東方向移動，相對移動速率約為 30 mm/yr，而在跨斷層兩側的左移分量約為 5.8-12.2 mm/yr。Chen *et al.* (1991) 利用 Biq (1984) 發表的 1914-1979 年大地測量的差異，推論海岸山脈北段有朝向方位角 11 度、北北東方向的移動。Yu and Kuo (2001) 利用 GPS 位移場資料變化，同樣觀察到斷層兩側約有 5.5-15.5 mm/yr 的左移位移量。陳文山等人 (2008) 利用 Yu and Kuo (2001) 之 GPS 位移場資料，發現在平行斷層走向、方位角 30 度的方向上，海岸山脈相對於中央山脈有 19.3 mm/yr 的位移量，同時在垂直斷層走向、方位角 300 度的方向上不具有明顯的壓縮或伸張量 (圖 2-3, 剖面 A)。饒瑞鈞等人 (2008) 利用 2004-2008 年 GPS 速度場變化，同樣觀測出在與平行斷層走向的方向上有較垂直斷層走向更為明顯的速度場變化量。在水準測量方面，饒瑞鈞等人 (2008) 在 2004-2008 年間共施測 5 次，但在斷層兩側的抬升速率變化並不明顯。統合以上結果，嶺頂斷層在近期的間震活動行為屬於具有逆衝分量的左移斷層。在斷層幾何形態方面，地震重定位所顯示的斷層面並不清楚，但 Kuochen *et al.* (2004) 指出嶺頂斷層約為一走向北偏東 20 度，向東傾 50 度的逆斷層 (圖 2-4, 剖面 B)。

表 2-1、嶺頂斷層傾角與深度關係。

研究	傾角與深度	
Kuochen <i>et al.</i> (2004)	50°	

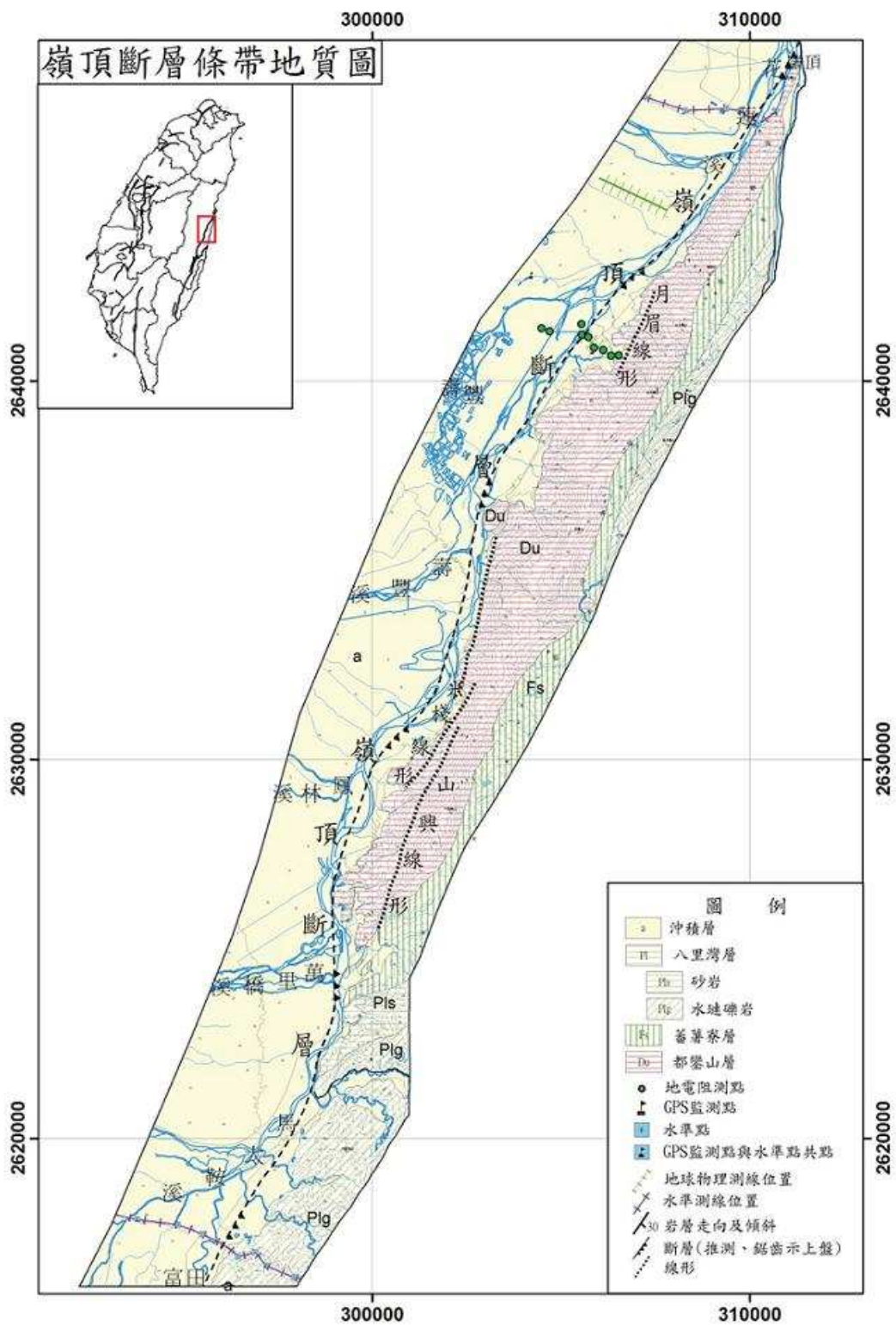


圖 2-2、嶺頂斷層條帶地質圖。座標系統為 TWD67。(林啟文等人, 2009)。

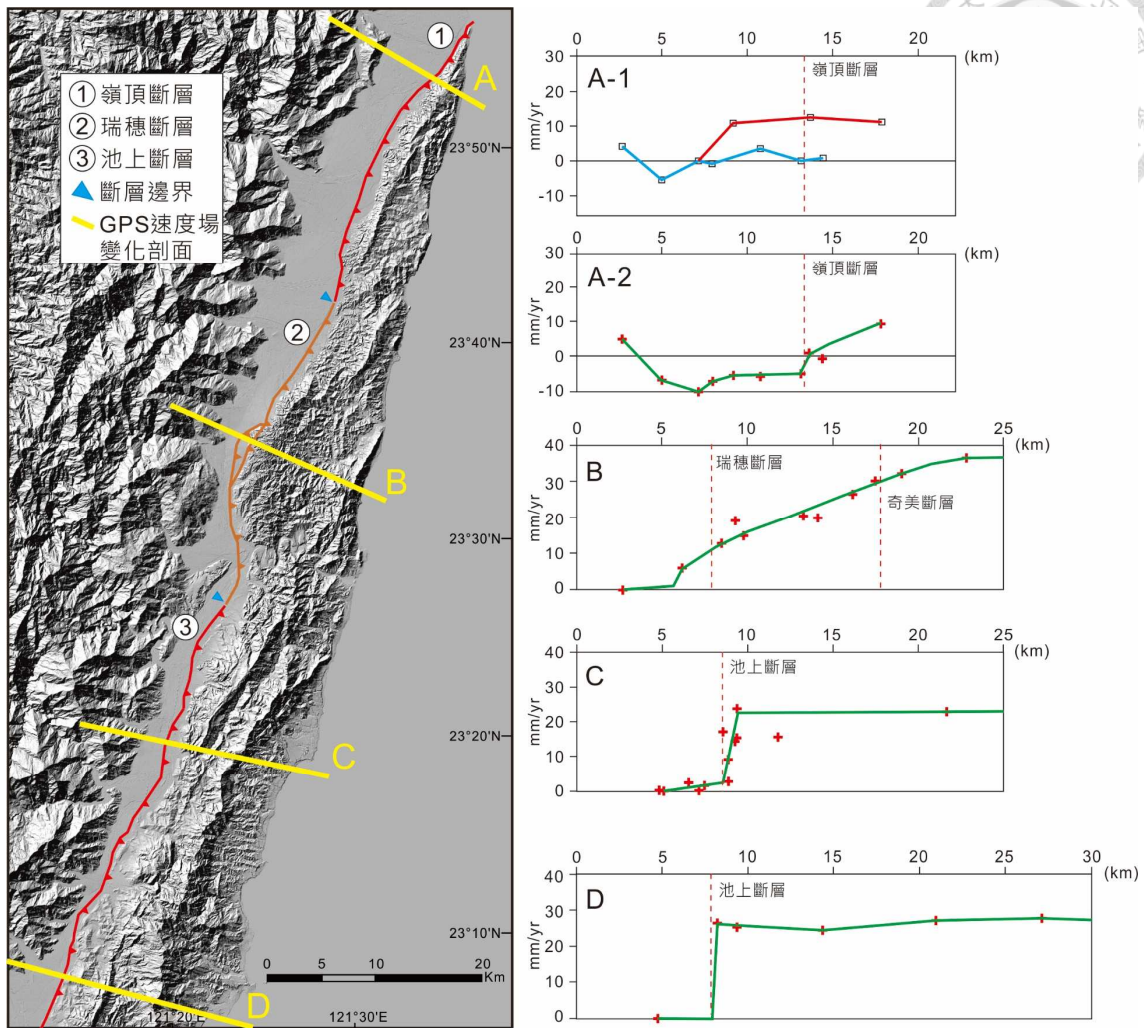


圖 2-3、橫跨縱谷斷層之 GPS 水平速度場變化圖。左圖為各剖面位置與橫跨之斷層，右圖為各斷層的水平速度場變化。A-1 與 A-2 皆為剖面 A 之結果，A-1 中紅、藍兩條曲線為方位角 300 度、垂直斷層走向的水平場速度變化，可以發現在嶺頂斷層兩側無明顯速度變化；A-2 的綠色曲線為方位角 30 度、平行斷層走向的水平速度場變化，速度場在嶺頂斷層東側明顯大於斷層西側。剖面 B 穿越瑞穗斷層，在方位角 294 度、垂直斷層走向的水平場速度變化中，速度場在斷層上盤明顯向西遞減，由 36.4 mm/yr 遞減至 12.8 mm/yr。剖面 C、D 皆穿越池上斷層。在剖面 C 中，方位角 282 度、垂直斷層走向的水平場速度變化，速率在上盤並無明顯衰減，但在橫越斷層尖端時快速下降，由 23.8 mm/yr 遞減至 1.5 mm/yr。此現象同樣在 D 剖面、方位角 285 度的水平速度場變化中可以觀察到，速率在上盤維持穩定，但一穿越斷層速率即下降 26.4 mm/yr (陳文山等人, 2008)。

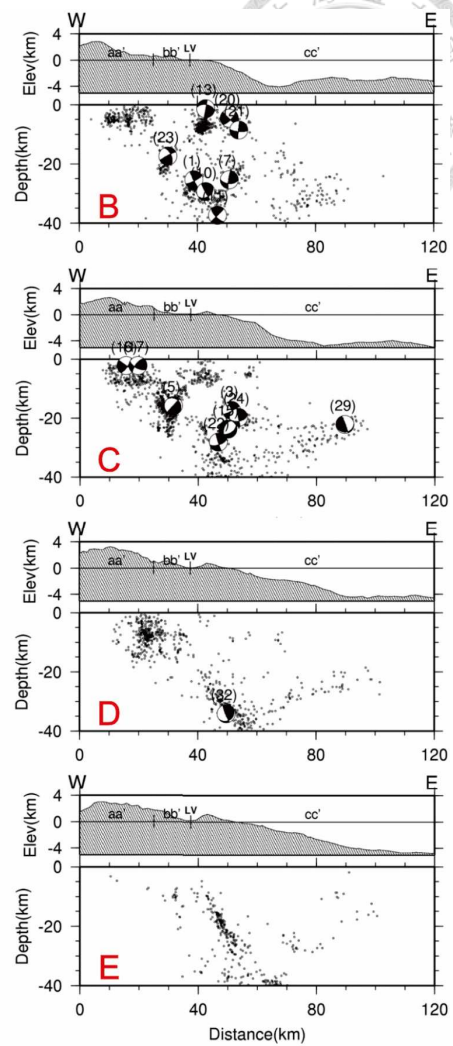
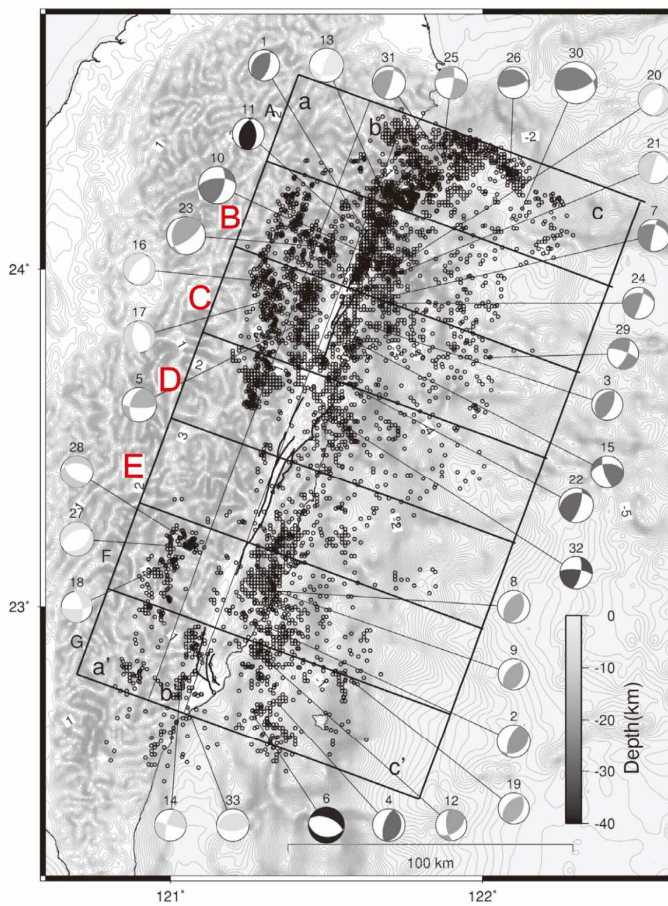


圖 2-4、震源機制解與背景地震分布剖面圖。左圖之底圖為陸地與海底等高線圖，小圓點為震央位置，顏色深淺代表震源深度，方框為分區範圍，結果呈現於右圖相對應之剖面。B 剖面穿越嶺頂斷層，斷層面並不明顯。C 剖面通過瑞穗斷層，斷層面在淺部不明顯，但深度大於 20 公里後斷層面較為明確。C、D 剖面穿越池上斷層，面狀結構較為明確，搭配震原機制解可推論為一高角度逆斷層 (Kuochen *et al.*, 2004)。




(2) 瑞穗斷層

瑞穗斷層 (Ruisui Fault) 北起光復鄉富田村，南至玉里鎮春日里，全長約 33 公里，為一向東傾沒的逆斷層 (圖 2-5；[陳文山等人，2008](#)；[林啟文等人，2009](#)；[Chen et al., 2007](#))。在地球物理探勘方面，[石瑞銓等人 \(2004\)](#) 透過地電阻測勘，在春日地電阻測線發現電阻率不連續帶，推測為斷層位置，且斷層在淺部區域近乎垂直 ([林啟文等人，2009](#))。[Kuochen et al. \(2004\)](#) 的地震重定位結果同樣顯示一清楚向東傾斜的高角度斷層面。

在斷層短期變形的方面，[Biq \(1984\)](#) 透過三角點測量，觀測到海岸山脈中段與南段由原本北段朝向北北東方向轉為朝向西北方向移動。[陳文山等人 \(2008\)](#) 在瑞穗斷層區域所繪製的方位角為 294 度、垂直斷層走向的剖面中，GPS 水平位移速率由東向西明顯的由 36.4 mm/yr 遞減為 12.8 mm/yr，消耗於斷層上盤地塊的年壓縮量約為 23.6 mm/yr (圖 2-3，剖面 B)。斷層兩側所量測的 GPS 水平位移出現明顯壓縮量的現象同樣在[饒瑞鈞等人 \(2008\)](#) 被報導，根據其研究成果，在 2004-2008 年的 GPS 速度場變化中，光復區域與瑞穗區域皆顯示斷層上盤在水平方向有約 14.5-15 mm/yr 的壓縮量。以上結果顯示瑞穗斷層為具有鎖定 (locked) 特性的逆衝斷層。

除了上述的間震變形外，瑞穗斷層也有過歷史地震紀錄。1951 年 11 月 25 日 2 時 47 分與 2 時 50 分於花東縱谷所發生的兩起大地震經 [Cheng et al. \(1996\)](#) 的重定位工作，顯示 2 時 50 分的地震震央位於樂合區域，規模 M_w 7.0，命名為玉里地震，震源機制解顯示此次瑞穗斷層的破裂為具有左移分量的高角度逆斷層。除了三條明顯的地表破裂 ([楊蔭清，1953](#)；[Hsu，1962](#))，在斷層沿線多處出現斷層上盤的抬升與水平滑移，地表抬升量約為 0.5-1.3 公尺，水平滑移 1.6 公尺 ([Bonilla，1975](#))。為了調查瑞穗斷層的斷層活動特性與地震再現週期，前人在瑞穗斷層沿線



具有明顯線形、階地崖與斷層崖處進行多項鑽井與槽溝挖掘工作。除了在地調所位於瑞穗鄉的玉里 1 號與玉里 2 號井有看到斷層傾角為 20-45 度與 40-60 度的小規模斷層以外 (林啟文等人, 2009), 安定橋槽溝陳文山等人 (2004) 與大富一號、二號、三號槽溝顏一勤等人 (2005) 皆觀察到明顯向東傾斜、傾角約 30 度的斷層構造, 且槽溝內不同沉積層所受的錯移量不同, 顯示斷層有多次活動的跡象。若統合安定橋槽溝、大富槽溝與富興槽溝內觀察到的古地震事件, 可分類為 P1-P4 等四次事件, 四次事件的年代與垂直錯移量如下: P1 為 1951 地震 (1.98 公尺)、P2 古地震距今約 260 年前 (2.62 公尺), P3 古地震介於距今 365±75 年前至 150 年前 (3.4 公尺), P4 古地震介於距今 640 至 500 年前 (>0.7 公尺), 地震再現週期約為 170 至 210 年 (陳文山等人, 2006; 林啟文等人, 2009; Chen *et al.*, 2007)。

運用古地震事件所計算之斷層抬升速率約為 12.5-16.0 mm/yr, 配合槽溝剖面中斷層傾角 30 度所計算之斷層水平滑移速率為 21.6-22.7 mm/yr (陳文山等人, 2008; Chen *et al.*, 2007)。Shyu *et al.* (2006) 利用秀姑巒溪剖面底岩形河階所計算之河川下蝕速率為 15.7-19.1 mm/yr, 約略大於古地震事件所求得之斷層抬升速率, 可能與河川為了達到均夷剖面所產生的少量非源自於侵蝕基準面變動所產生的下蝕作用有關, 但整體速率相似。

在斷層幾何形態上, 陳文山等人 (2008) 透過奇美村東西兩側的抬升速率差異, 認為瑞穗斷層在此有一轉折, 淺部 0-6 公里約東傾 40-50 度, 大於 6 公里則轉為 30 度。Shyu *et al.* (2006) 利用量測之底岩位態, 推測嶺頂斷層淺部 0-2.5 公里斷層東傾 50 度, 大於 2.5 公里則轉為東傾 30 度。秦念祺 (2014) 利用 GPS 與水準測量量測結果, 配合 Okada (1985) 彈性半無限空間模型進行計算, 推測出兩組斷層幾何形態的最佳解, 第一組為 0-10 公里為東傾 65 度, 大於 10 公里為東傾 60 度; 第二組為 0-10.5 公里為東傾 45 度, 大於 10.5 公里則為東傾 44 度。Kuochen *et al.*



(2004) 透過地震重定位的結果，同樣認為嶺頂斷層是東傾 50 度的逆斷層 (圖 2-4, 剖面 C)。

表 2-2、瑞穗斷層傾角與深度關係。

研究	傾角與深度	
Kuochen <i>et al.</i> (2004)	50°	
Shyu <i>et al.</i> (2006)	50° (0-2.5 km)	30° (>2.5 km)
陳文山等人 (2008)	40°-50° (0-6 km)	30° (>6 km)
秦念祺 (2014)	65° (0-10 km)	60° (>10 km)
	45° (0-10.5 km)	44° (>10.5 km)

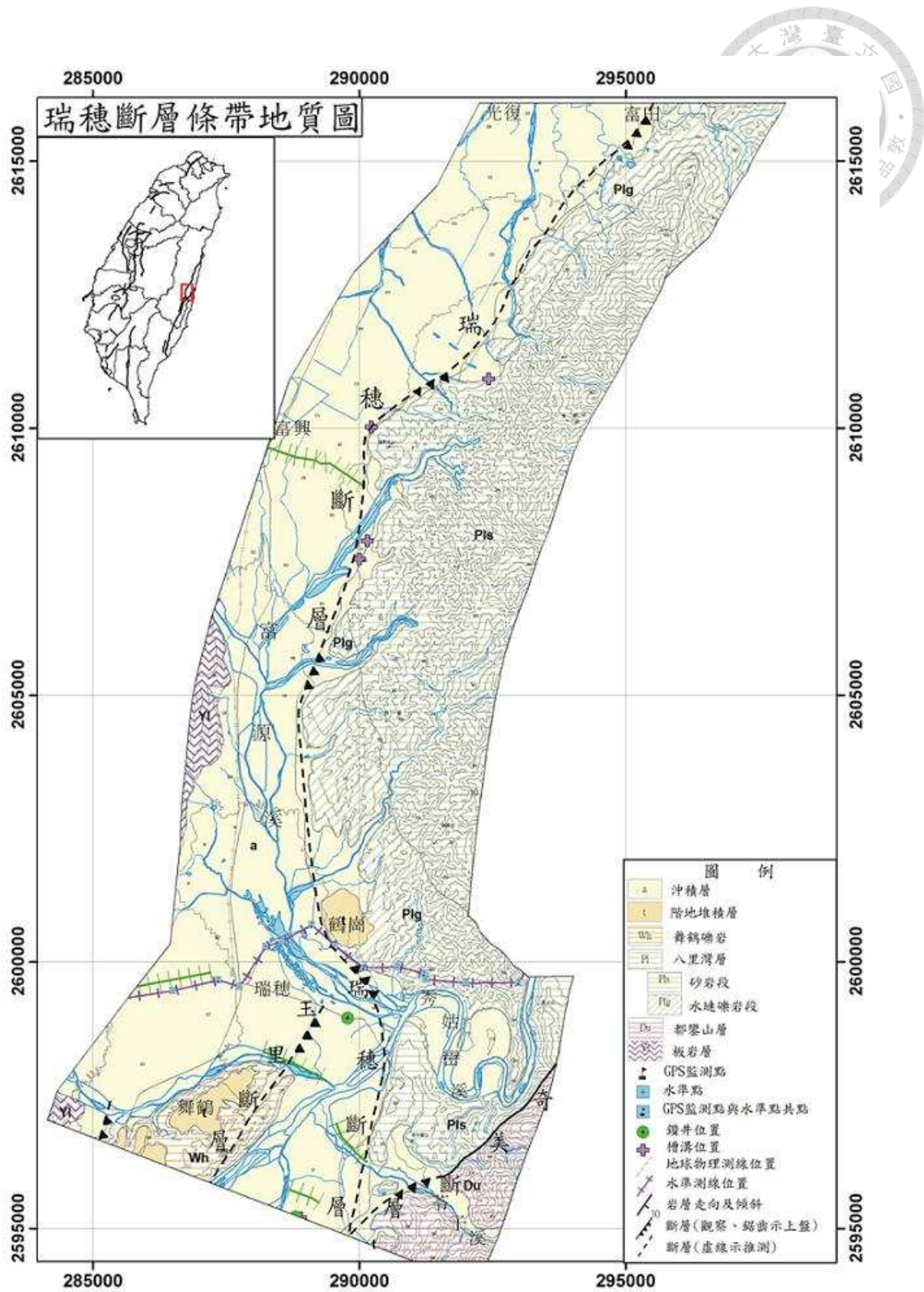


圖 2-5、瑞穗斷層條帶地質圖。座標系統為 TWD67。(林啟文等人, 2009)。



(3) 池上斷層

池上斷層 (Chihshang Fault) 北起花蓮玉里、南至台東瑞源，全長約 65 公里，為一北北東走向、向東傾沒的逆斷層 (圖 2-6、2-7；陳文山等人，2008；林啟文等人，2009；Chen *et al.*, 2007)。地球物理觀測研究，於池上斷層區域施行的反射震測除了可以發現上盤明顯的褶皺撓曲以外，岩層層面不連續的訊號亦非常明顯，研判為斷層帶 (石瑞銓等人，2001、2003)。斷層短期變形研究，透過 GPS 與潛變儀所觀測的速度場變化與壓縮量，顯示池上斷層為一快速潛移 (Creeping) 的斷層，水平位移速率可達 20-30 mm/yr (Yu and Kuo, 2001；Lee *et al.*, 2006；Chen *et al.*, 2007)。陳文山等人 (2008) 同樣利用 GPS 速度場變化，指出池上斷層上盤無明顯的應力累積，但在橫跨過斷層後水平變形速率有 21-25 mm/yr 的下降，顯示斷層上盤之應力大多透過斷層尖端的潛移現象釋放 (圖 2-3，剖面 C、D)。

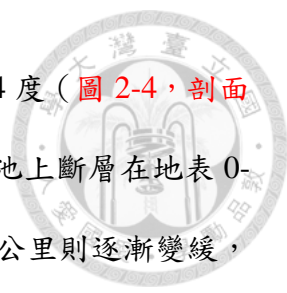
與瑞穗斷層相同，池上斷層亦有歷史地震紀錄。1951 年台東地震之地震重定位 (Cheng *et al.*, 1996) 與 2003 年成功地震之主震與餘震的地震序列 (圖 2-8；Lee *et al.*, 2006)，兩地震皆顯示池上斷層淺陡深緩的斷層面。1951 年台東地震無明確的同震變形資訊，2003 年成功地震之同震變形與震後變形資訊如下：Chen *et al.* (2006) 透過 GPS 量測資料，顯示同震變形最大之處在近海岸線的區域，最大水平位移 13 公分、最大垂直位移 26 公分。Lee *et al.* (2006) 觀察到同震後斷層尖端主要產生褶皺變形，並產生 1-2 公分的水平與垂直位移。水準測量顯示震後 120-125 日，斷層尖端在水平與垂直方向產生 7-9 公分滑移。Hu *et al.* (2007) 透過強地動儀與 GPS 觀測同震變形，強地動儀顯示在靠近震央的海岸線一帶有最大的垂直位移量，為 18 公分，斷層尖端的變形量較小，僅數公分。GPS 同樣看到相似的變形狀態，海岸線最大水平位移 12.6 公分、最大垂直位移 26.3 公分 (圖 2-9)。Hsu *et al.* (2009) 透過 GPS 位移觀察震後 157 日之震後變形，同樣看到近斷層端



有較快的水平與垂直滑移速率，近震央的海岸線震後變形不明顯，水平與垂直滑移量僅數公分。

除了歷史地震外，池上斷層沿線多處出現河階地形、地層撓曲、線形崖以及地表建物的破壞，在鼈溪的斷層露頭還可見到利吉層逆衝至更新世或全新世的礫石層之上，逆斷層活動特性明確（王源與陳文山，1993；林啟文等人，2008；陳文山等人，2008；Hsu, 1962）。除了曾彥祺等人（2010）透過淺層震測觀察池上斷層傾角在近地表為東傾 70 度外，陳文山等人（2006）透過鑽井與槽溝工作指示池上斷層近地表的斷層幾何與活動特性，描述如下：位於瑞源地區的四口淺井鑽探顯示斷層向東傾斜 67 度。錦園 1 號槽溝未見明確的斷層錯動現象，僅見到礫石層沉積同時形成的褶皺，搭配槽溝東側與錦園溪中的鑽井，此區域應存在一未切穿至地表，向東傾斜 33 度的斷層面。錦園 2 號槽溝可見一向西傾斜的逆斷層，研判為池上斷層分支斷層的背衝斷層。錦園 3 號槽溝處除了有明顯的地表建物破壞以外，槽溝中的岩層出現一向斜構造，向斜軸部有一截切至地表回填土層、錯距約為 8-11.5 公分的逆斷層，推測為 2003 年成功地震同震與震後累積的變形。透過槽溝中的岩層錯移，池上斷層位於錦園區域的長期抬升速率應大於 8.3 mm/yr。朱曜國（2007）統整萬安槽溝古地震資料，認為池上斷層在過去 800 年至少發生 5-10 次古地震事件，各地震事件的垂直抬升量約為數十公分，最大約為 60 公分，斷層再現週期為 50-160 年。顏一勤等人（2014）統整錦園與萬安槽溝資料，認為在過去 1000 年內，池上斷層至少有 9 次的古地震事件，配合池上斷層在 1951 與 2003 年兩件地震事件相距 52 年，推估斷層再現週期為 50-110 年。

在斷層幾何形態方面，多數研究皆指出池上斷層呈現淺陡深緩的現象。陳文山等人（2008）透過地表之 GPS 速度場變化，認為池上斷層在 0-20 公里斷層傾角為東傾 60 度，20-30 公里為東傾 45 度。秦念祺（2014）之模擬成果為向東傾 27 度。



Kuochen *et al.* (2004) 之地震重定位結果顯示池上斷層向東傾 54 度 (圖 2-4, 剖面 D、E)。除了上述研究以外, 2003 年成功地震之震源分布顯示池上斷層在地表 0-18 公里為東傾 50-60 度, 18-25 公里為東傾 40-50 度, 大於 25 公里則逐漸變緩, 東傾 20-25 度 (Hu *et al.*, 2007; Kuochen *et al.*, 2007; Cheng *et al.*, 2009)。Wu *et al.* (2006) 透過成功地震之同震與間震地表變形模擬斷層破裂行為, 模擬結果為斷層傾角在深度 5-18 公里為東傾 60 度, 18-36 公里為東傾 45 度。Ching *et al.* (2007) 利用 GPS 資料擬合之斷層面, 深度 5-6 公里以內為東傾 70 度, 5-22 公里為東傾 50 度, 大於 22 公里則轉緩至 10-26 度。

表 2-3、池上斷層傾角與深度關係。

研究	傾角與深度		
陳文山等人 (2006)	67° (近地表)		
曾彥祺等人 (2010)	70° (近地表)		
陳文山等人 (2008)	60° (0-20 km)	45° (20-30 km)	
秦念祺 (2014)	27°		
Kuochen <i>et al.</i> (2004)	60° (<18 km)	40° (19-22 km)	25° (22-29 km)
Kuochen <i>et al.</i> (2007)	50° (<16 km)	40° (16-25 km)	20° (25-27 km)
Wu <i>et al.</i> (2006)	60° (5-18 km)	45° (18-36 km)	
Hu <i>et al.</i> (2007)	60° (0-18.5 km)	45° (18.5-23 km)	20° (>23 km)
Ching <i>et al.</i> (2007)	70° (0-5 km)	50°-70° (5-22 km)	10°-26° (>22 km)
Cheng <i>et al.</i> (2009)	60° (0-18.5 km)	40° (18.5-23 km)	20° (23-25.4 km)

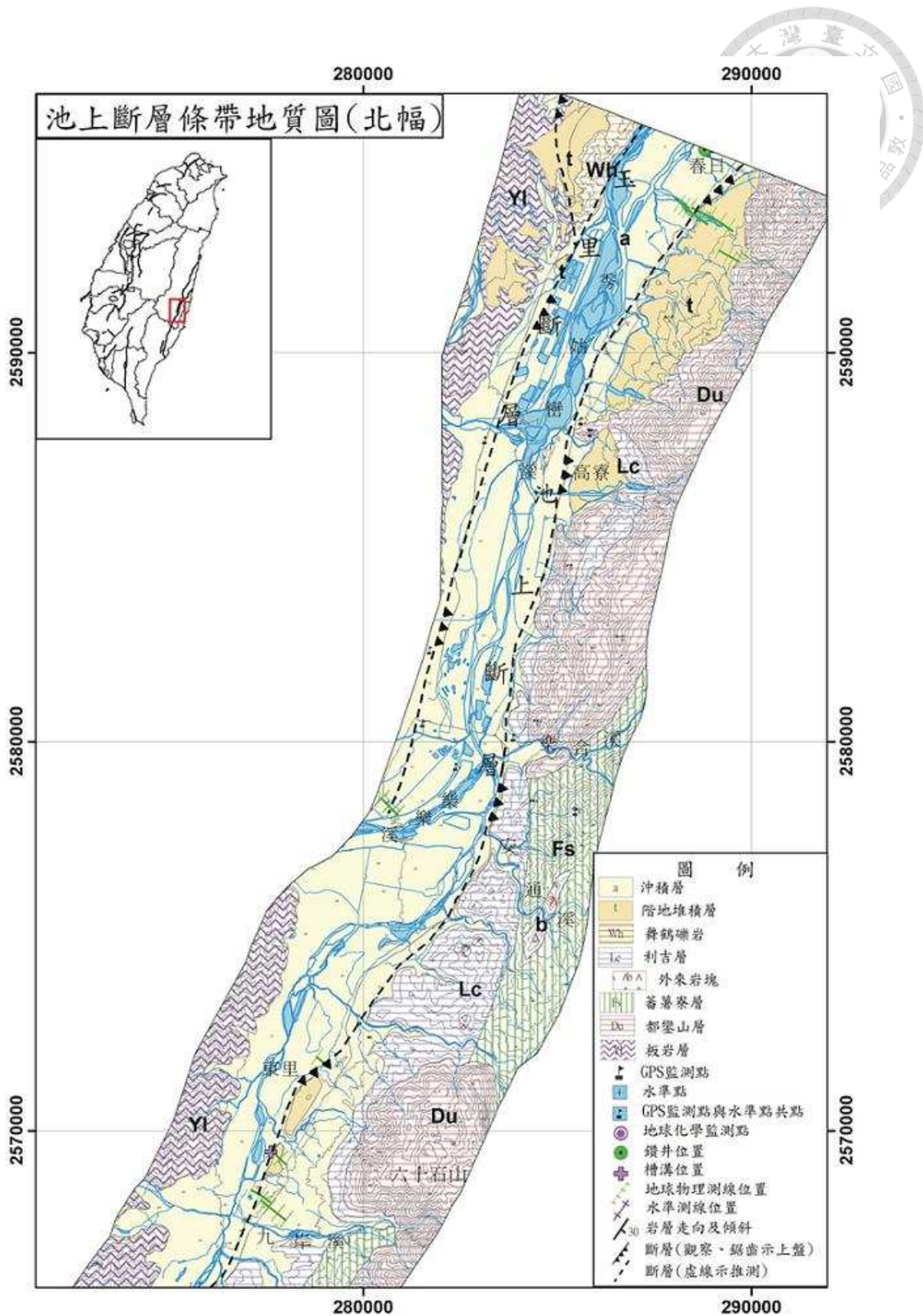


圖 2-6、池上斷層條帶地質圖(北幅)。座標系統為 TWD67。(林啟文等人, 2009)。

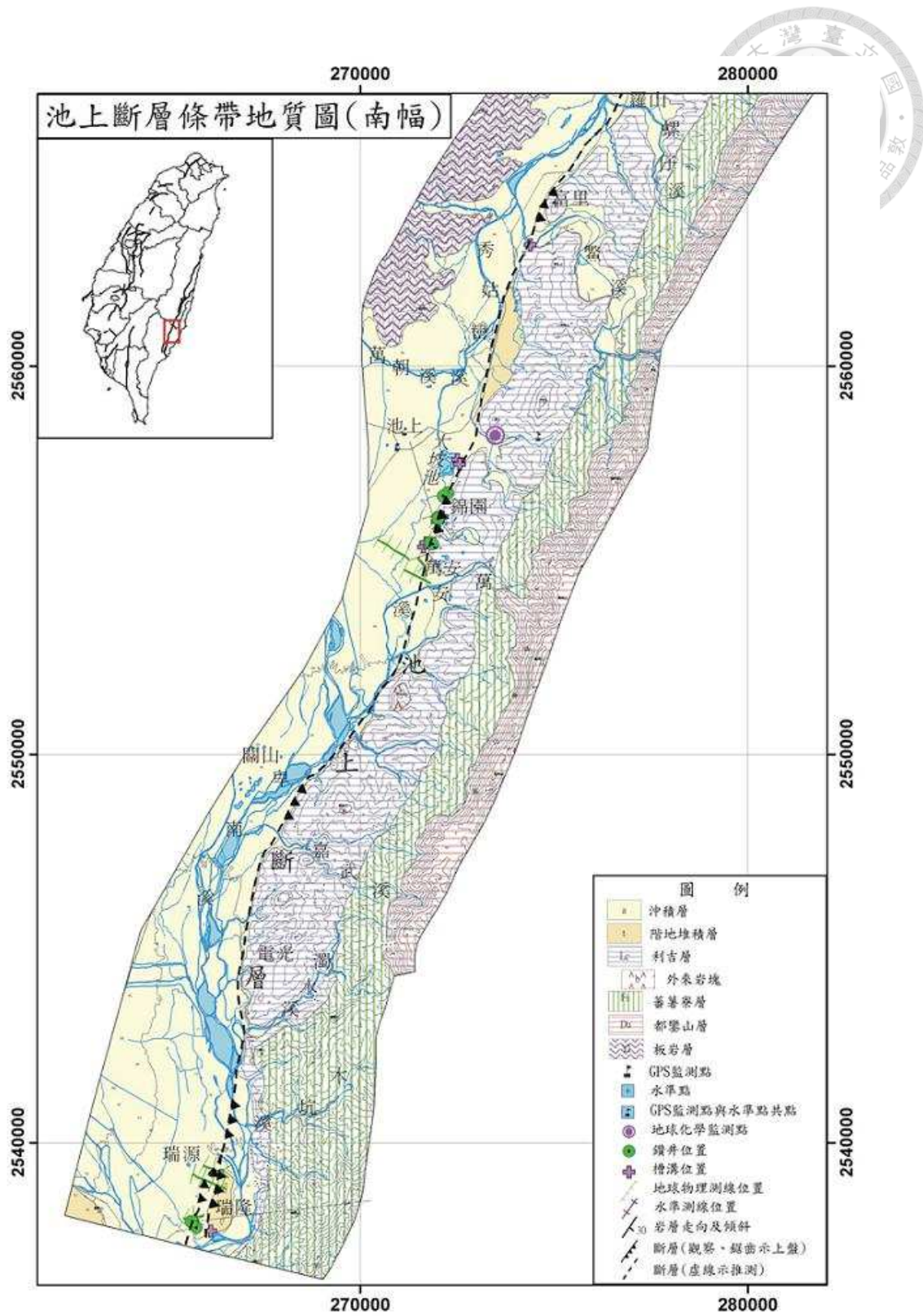


圖 2-7、池上斷層條帶地質圖(南幅)。座標系統為 TWD67。(林啟文等人, 2009)。

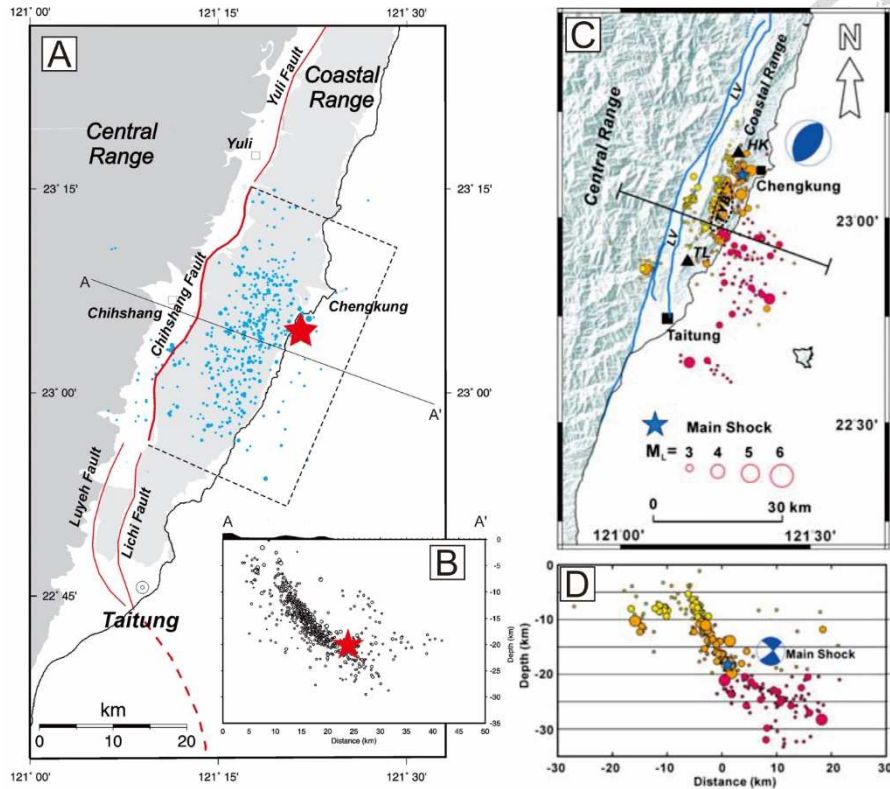


圖 2-8、成功地震地震序列與震央位置。由地震序列的分布可以觀察到池上斷層為一鐘形斷層 (listric fault)，斷層傾角在深度小於 20 公里處較陡，大於 20 公里則趨於平緩，震央位於深度約 20 公里處。A、B 兩圖引用自 [Lee et al. \(2006\)](#)，C、D 兩圖引用自 [Wu et al. \(2006\)](#)。

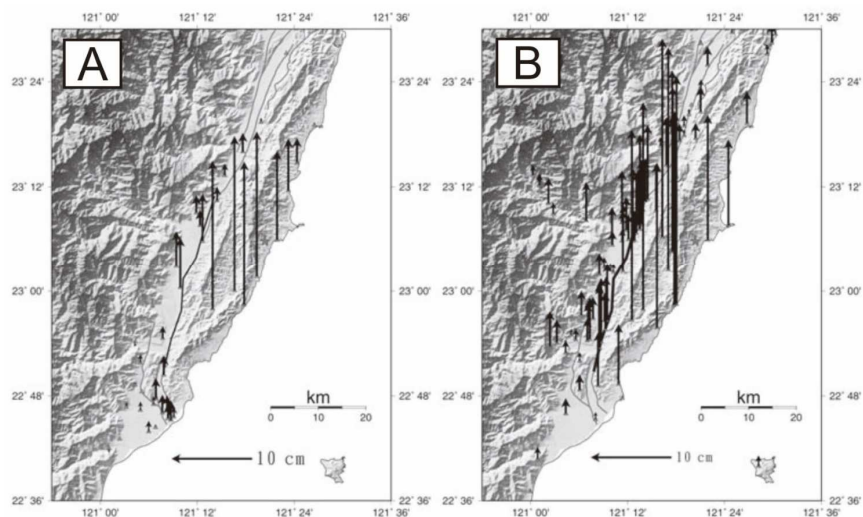


圖 2-9、成功地震地表同震垂直位移。A 圖為強地動 (strong motion) 觀測值，B 圖為 GPS 量測值，兩數據皆顯示在成功以南近震央的海岸地區具有全區最大的地表垂直位移，強地動觀測值為 18 公分，GPS 量測值為 26.3 公分 ([Hu et al., 2007](#))。



2.3 海階地形成因與應用

2.3.1 海階地形成因

海階地形為沿著海岸發育的階梯狀平台。受到海水的侵蝕與堆積，海岸線會生成海蝕平台或海灘，此平台在構造抬升或海水面下降等相對海退的時期會離開海岸、生成海階。海階由平緩的階面與陡峭的階崖組成，平緩的階面指示海水面曾經在此高度停留，並在相對海水面下降、即侵蝕基準面下降時，原始的階面將會被棄置，並在此階面之下開始生成新的海蝕平台或海灘，並於新的階面內緣侵蝕出階崖。由海階的形態觀察，階梯狀的海階地形顯示該區域存在相對海水面穩定與相對海退等循環的現象。

若觀察海階階面，會發現大部分的階地都存在微微向海傾斜的階面，但不同區域的階地其寬度大不相同。原始向海傾斜的階面源自於海水的侵蝕並幫助沉積物的搬運 (Davis, 1895)。階面寬度的控制因子則取決於以下三點，底岩岩性、海岸侵蝕力與侵蝕時間。底岩岩性、節理數量、岩石整體強度的差異將會決定岩石對抗海岸地區風化與侵蝕作用的程度 (Bradley and Griggs, 1976)。花東海岸的海階地形南北寬度有別，嶺頂至豐濱地區的海階階面寬度明顯較豐濱以南的海階階面狹窄，同樣是受到底岩岩性差異，北邊的都鑾山層與八里灣層水璉段較南邊的八里灣層泰源段與富田段堅硬所導致 (石再添等人, 1988; 謝孟龍, 1990; Hsieh *et al.*, 2004)。海岸侵蝕力的差異則取決於物理、化學與生物作用的各項因子。物理因子包含沉積物的磨蝕 (abrasion)、水力衝擊 (hydraulic impact)、冰山侵蝕與冰河作用 (wind and tide-driven ice floes and iceberg)；化學因子包含多個面相：首先，水、二氧化碳與甲烷等物質與岩石表面作用時，將會形成新的黏土礦物進而弱化岩石。二氧化碳溶於水時，將會形成碳酸幫助融蝕岩石，此反應在碳酸鹽區較為明顯。氧氣溶解於水，將會加速岩石內元素的氧化作用，生成如繡染紋的結構，此舉亦會使



岩石結構破壞。當岩石與水接觸時，岩石內的部份礦物（如火山玻璃與鉀長石）將會溶解於水中，同樣會使岩石產生弱化的現象；在生物因子方面，紅樹林(mangrove)與鹽沼(salt-marsh)等大量植物覆蓋的區域將會形成酸性環境、海膽(echinoids)與鑽孔貝(boring molluscs)的鑽孔現象、藤壺(barnacles)附著於岩石之上時會產生生物膠並移除部分岩石、海藻(algae)附著於岩石表面時將會分泌生物酸，上述的各項因子都會慢慢剝蝕岩石表面並幫助產生侵蝕(Fairbridge, 2004; Huggett, 2017)。侵蝕時間長短的差異則取決於一階面在海水面留存的時間長短，一底岩所經歷的侵蝕時間越長，則形成的階面將會越寬廣，反之若底岩於海水面停留的時間太短，如構造抬升快速或海水面快速升降的時間區段，則難以形成階面。

未脫離海水面的階面稱為海蝕平台，在相對海退時離開海水面的階面則形成海階。所謂的相對海退代表海水面相對下降的現象，可由絕對海水面的下降或區域抬升所致。海洋為開放系統，絕對海水面在第四紀的升降受控於冰期—間冰期的波動，氣候冷暖造成海水總量的差異，進而影響全球海水面的高度。冰期時氣候寒冷，大量的海水會以冰川的形式被留存在陸地上，造成海水面的下降；反之，間冰期時氣候溫暖、大量的水體會隨著冰川融化回歸到海洋中，使海面上升。比較兩時期生成的階面，若在構造相對穩定或抬升極為緩慢的區域，冰期生成的海蝕平台因相對高度較低、在間冰期海水上升時易被淹沒、不易保存；間冰期生成的海蝕平台則因相對高度較高，脫離波浪作用，容易被保存下來形成海階(Bradley and Griggs, 1976)。世界上大部分區域所留存下來的海階皆為間冰期高海水面時期所生成的海階，其中最著名、分布最廣、保存最佳的為 MIS 5e 所形成的海階(圖 2-10; Pillans, 1983; Muhs *et al.*, 1992; Johnson and Libbey, 1997; Bordoni and Valensise, 1998; Barreto *et al.*, 2002; Saillard *et al.*, 2009; Padoja *et al.*, 2014)。

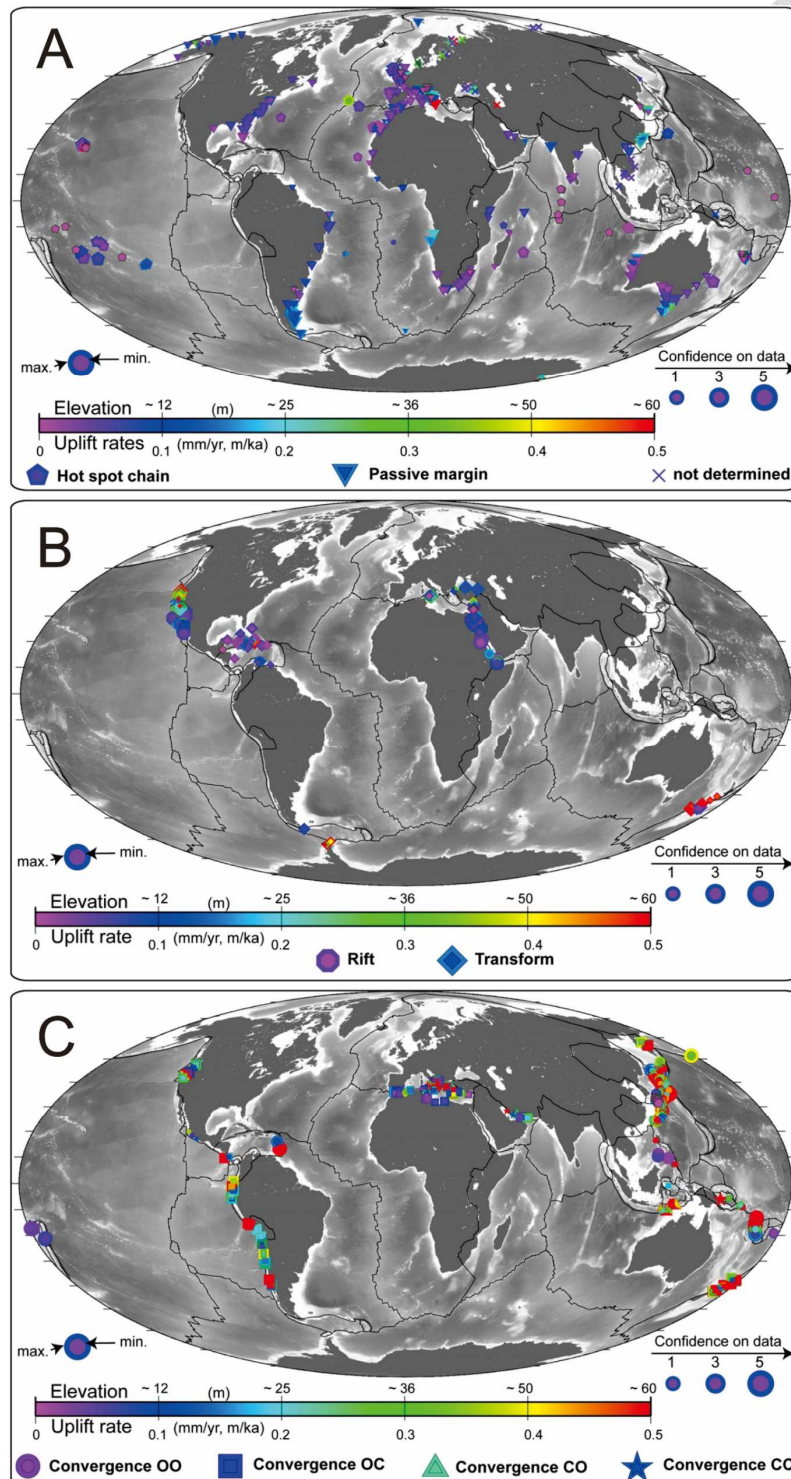
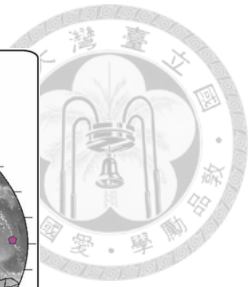


圖 2-10、世界 MIS 5e 海階分布位置、高度與抬升速率。圖中各資料點皆為具有 MIS 5e 海階報導的區域，資料點的圖形代表該區域的地體架構。圖 A 為熱點或被動大陸邊緣，圖 B 為張裂帶或轉型斷層區，圖 C 為活動大陸邊緣。藉由此圖可觀察到 MIS 5e 廣布於世界各地，且聚合性大陸邊緣之 MIS 5e 海階明顯高於其它兩地體架構，具有較高的長期抬升速率。圖片引用自 [Pedoja et al. \(2014\)](#)。



除了絕對海水面的沉降以外，區域構造抬升同樣也會將海蝕平台抬離海面。當位於活動大陸邊緣或島弧系統 (island arcs) 的海階生成，活躍的構造活動與快速抬升的現象將有效的造成階地抬升，陸地上將有機會看到較多的階地。這些階地除了包含由海面變動所控制的高海水位時期海階外，還記錄有同震抬升所生成的小階面，如巴布亞新幾內亞的胡恩半島 (the Huon Peninsula of Papua New Guinea; [Ota et al., 1993](#); [Chappell et al., 1996](#); [Ota and Chappell, 1996](#))、紐西蘭 ([Sumosusastro, 1983](#); [Hull, 1987](#); [Ota et al., 1991](#); [Berryman, 1993](#))、日本 ([Matsuda et al., 1978](#); [Shimazaki and Nakata, 1980](#); [Kumaki, 1985](#); [Sugihara et al., 2003](#)) 與臺灣 ([Liew et al., 1993](#); [Yamaguchi and Ota, 2004](#); [Hsieh et al., 2004](#)) 等地區晚更新世至全新世的多重海階。但若在被動大陸邊緣等抬升速率慢、甚至不抬升的區域，低水位時期所生成的階面易在後期海面上升後被淹沒、侵蝕，僅高海面時期高度較高的階面會被保存下來，如澳洲 ([Van de Graaff et al., 1975](#))、非洲西部 ([Giresse et al., 1984](#))、巴西 ([Barreto et al., 2002](#))、智利 ([Marquardt et al., 2004](#); [Saillard et al., 2009](#); [Binnie et al., 2016](#))、百慕達 ([Harmon et al., 1983](#)) 與巴貝多 ([Radtke et al., 1988](#))。

2.3.2 海階地形應用

受惠於海階地形擁有良好的高度指標與定年材料，前人多利用海階的高度、底岩上覆的沉積物與定年資料來重建古海面變動、區域構造活動與古環境變遷。在被動大陸邊緣等構造不活動或相對穩定緩慢抬升的區域，前者將直接記錄較今日海面還高的古海面高度，如 MIS 5e 較今日高約 5-6 公尺 ([Chappell and Veeh, 1978](#); [Hearty et al., 2007](#); [Rovere et al., 2016](#); [Hearty and Tormey, 2017](#))；後者則可以將海階的高度扣除受到穩定抬升的高度變化，回推過去高海面時期的古海

水面高度，如前人利用胡恩半島等一系列的珊瑚礁階地，推測過去 30 萬年來間冰期 (interglacial) 與次冰期 (interstadial) 的各個海水面峰值變化 (Veeh and Chappell, 1970 ; Bloom *et al.*, 1974 ; Chappell, 1974 ; Chappell and Veeh, 1978) 。 Woodroffe and Webster (2014) 同樣利用珊瑚礁階地的定年結果搭配高度資料，重建 MIS 9 以來的海水面變動 (圖 2-11) 。

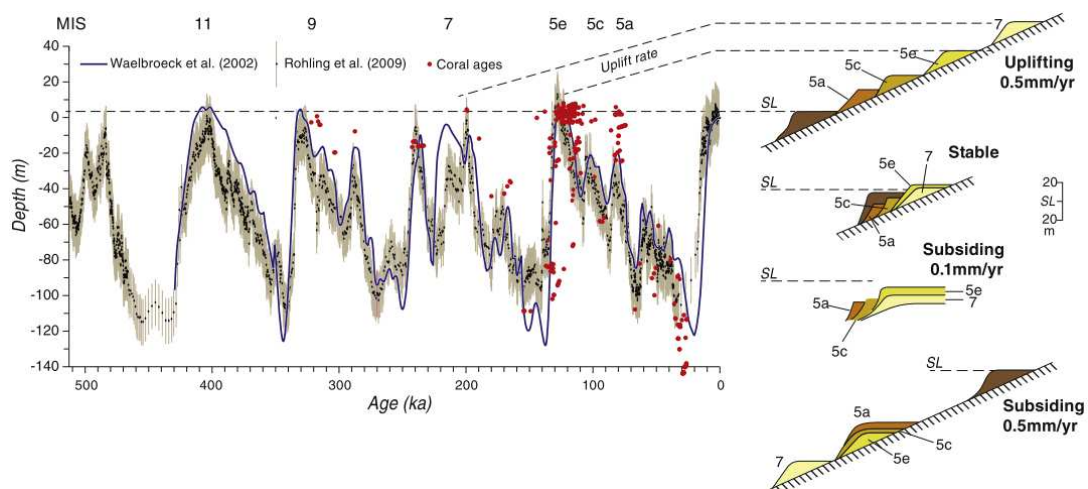


圖 2-11、藉由海階高度與年代重建海水面變動歷史。左圖為透過底棲性有孔蟲 (藍線) 與冰心 (黑點) 重建之 50 萬年來海水面變化，右圖為在不同的區域抬升速率下各高水位時期海階的堆疊形貌。若對區域抬升速率有所掌握，利用珊瑚礁海階的年代與高度資料，能夠推測各時期海水面的高度。左圖紅點即為珊瑚礁的高度與年代，在高水位時期的海水面高度提供許多控制點。圖片引用自 Woodroffe and Webster (2014) 。

若對海水面的變化趨勢有所掌握，扣除由海水面變化對階地產生的高度變化後，剩下來的高度值即為地殼變動產生的變化量。此變化量將同時包含區域構造的抬升以及地殼受到侵蝕作用造成上覆重量減少、使地函上湧所產生的地殼均衡 (isostasy) (Montgomery and Greenberg, 2000 ; Champagnac *et al.*, 2007) 。若位於中高緯度、在冰期被冰川覆蓋的中場 (intermediate-field) 與近場 (near-field) 區，則要同時考慮冰川消融後地殼產生的冰川均衡調整 (glacial isostatic adjustment、



GIA；圖 2-12；Walcott, 1973；Peltier and Andrews, 1976；Lambeck *et al.*, 1998；Milne and Shennan, 2013），如美國許多非構造抬升區的內陸湖泊卻在末次冰期後擁有許多受到抬升的古湖岸線（Crittenden, 1963；Adams *et al.*, 1999），以及歐洲北部由潮位計（tide gauge）所記錄的末次冰期後海岸線快速抬升（Emery and Aubrey, 1985）。考慮上述兩項因素，將地殼均衡與冰川均衡調整效應扣除後，海階的高度即為單純受到構造變化的位移量。除了用此位移量計算長期抬升速率以外，階梯狀的海階地形若生成於海水面無明顯波動的時間區段下，此位移量即代表間歇性抬升、地震事件造成的垂直變形。Ota *et al.* (1993) 研究胡恩半島東北海岸線的全新世海階地形，除了研判出不同區段的海岸線具有不相同的抬升時間，研判為受到不同構造的變形外，也觀察到地震發生頻率越靠近現代有越來越高的現象。Berryman (1993) 利用紐西蘭北島馬西亞半島（Mahia Peninsula）的全新世海階地形，推測該區域在 4,500 年內發生過 5 次規模 M_w 7.5-8 的地震事件。Shimazaki and Nakata (1980) 利用日本室津半島（Murotsu Peninsula）、房總半島（Boso Peninsula）與喜界島（Kikai Island）的全新世海階地形，推測南海海槽（Nankai Trough）於全新世至少發生了四次以上的大地震，並建構出地震應力累積到一定規模即會釋放、可用以估算地震再現週期的 Time-predictable recurrence model。由上述海階研究可以發現，海階地形除了直接指出區域構造於全新世強烈的活動性以外，藉由垂直位移量與年代資料，也提供了斷層錯動的時間、規模以及計算地震再現週期的途徑。除了傳統的同震抬升造成階梯狀的海階生成以外，Shikakura (2014) 同樣利用喜界島的海階產狀進行數值模擬，發現在區域擁有穩定抬升、類似潛移作用的情況下，透過小規模的同震抬升所生成的海階，與沒有區域穩定抬升、僅存在大規模的同震抬升所生成的海階，其階數、階地高度與階地生成的時間皆非常相似，符合前人所提出的 Time-



predictable recurrence model。此研究同樣利用海階產狀與年代，配合數值模擬提出了階地成因與構造解釋的新面向。

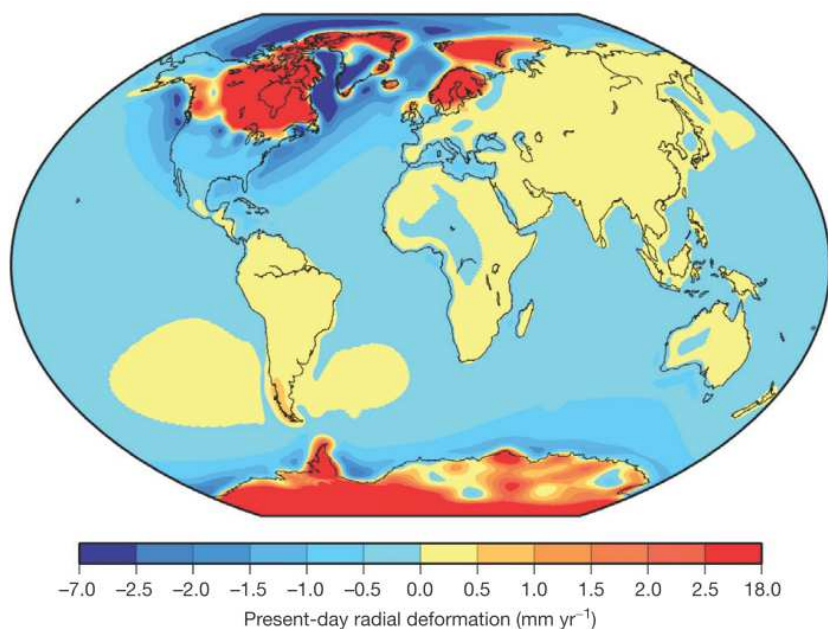



圖 2-12、電腦模擬之全球冰川均衡調整效應活動速率。末次冰期時，歐洲北部、北美洲、格陵蘭島與南極洲被厚層的冰川覆蓋造成地殼沉降。融冰時，原本被冰川覆蓋的區域快速抬升，而位於本來冰棚外圍的鄰近區域則因為地函流動產生些微沉降。在此圖中，本來被冰棚覆蓋的區域在電腦模擬下回彈速率可到達 10-20 mm/yr。臺灣位於遠場區，未明顯受到的冰川回彈效應作用。圖片引用自 [Milne and Shennan \(2013\)](#)。

除了階面形態與階崖高度以外，海階底岩面之上的階地沉積物同樣為研究古環境變遷的良好素材。[Dupré \(1984\)](#) 研究美國加州蒙特利灣 (Monterey Bay) 的 Santa Cruz 海階，將桑加蒙間冰期 (Sangamonian Stage, 12.5-7.5 萬年前，約等於 MIS 5) 在海階底岩不整合面之上的階地沉積層由底部至頂部區分為下部濱面帶 (lower shoreface)、上部濱面帶 (upper shoreface) 與前濱帶 (foreshore facies) 等三個由深至淺的海退序列 (regression sequence)，並判斷各沉積層內部的古風暴事件 (paleo-storm event) 規模及頻率。[Bradley \(1957\)](#) 研究 Santa Cruz 海階階地沉



積物重礦物含量及礦物晶形完整與否，判斷各區段受到差異的淋溶作用(leaching)，單一階面近陸側受到較高度的風化，認為區域具有緩慢抬升的現象。Kern(1977)觀察加州聖地牙哥的海階，發現不同時期的階地沉積物，內含的無脊椎海洋生物化石(fossil marine invertebrate)的豐度差異具有差異，12萬年前生成的海階，其豐度較10萬5千年與8萬年生成的海階的豐度高，推測12萬年前的海表溫度較後面兩個時期還高，又12萬年前的海水面確實較後面兩個時期的海水面高，海表溫度與海水面高度所觀察到的古環境狀態相符。

總結上述的海階研究，階地底岩面形態指示海水在侵蝕底岩的物理狀態變化；階崖形態與高度反映階地受到海水面與構造兩者作用的影響，並能夠推測區域構造的活動特性與活動週期；階地沉積物、內部夾雜的生物殼體與碳酸鹽類礁體則表現當階面生成後，海水面的前進與後退，以及沉積當下的海水狀態。運用上述的各項特性，搭配年代制約，將能夠系統性的重建階地生成時的環境變化。

2.3.3 臺灣海階地形研究

受到菲律賓海板塊與歐亞板塊快速聚合的所產生的應力累積，除了GPS與水準測量所展現的快速抬升外(圖 2-13)，廣布於海岸線的海階地形同樣演示了更新世至全新世的構造活動與抬升現象。但若觀察臺灣沿海，除了恆春半島、東海岸以及臺南平原有明顯的海階地形外，北臺灣與西部平原沿海地區則不見明顯的全新世海階。若考慮北臺灣與西部平原的地體架構，前者已進入後造山時期的垮山階段(Teng, 1996)，後者則位於變形前緣(deformation front)西緣，都屬於構造沉降區，故缺乏海階的抬升。本節將簡介臺灣各地的海階研究，包括台南平原、恆春半島以及花東海岸，內容包含各地區的海階分布、分階、年代以及透過海階所研判的階地抬升機制。

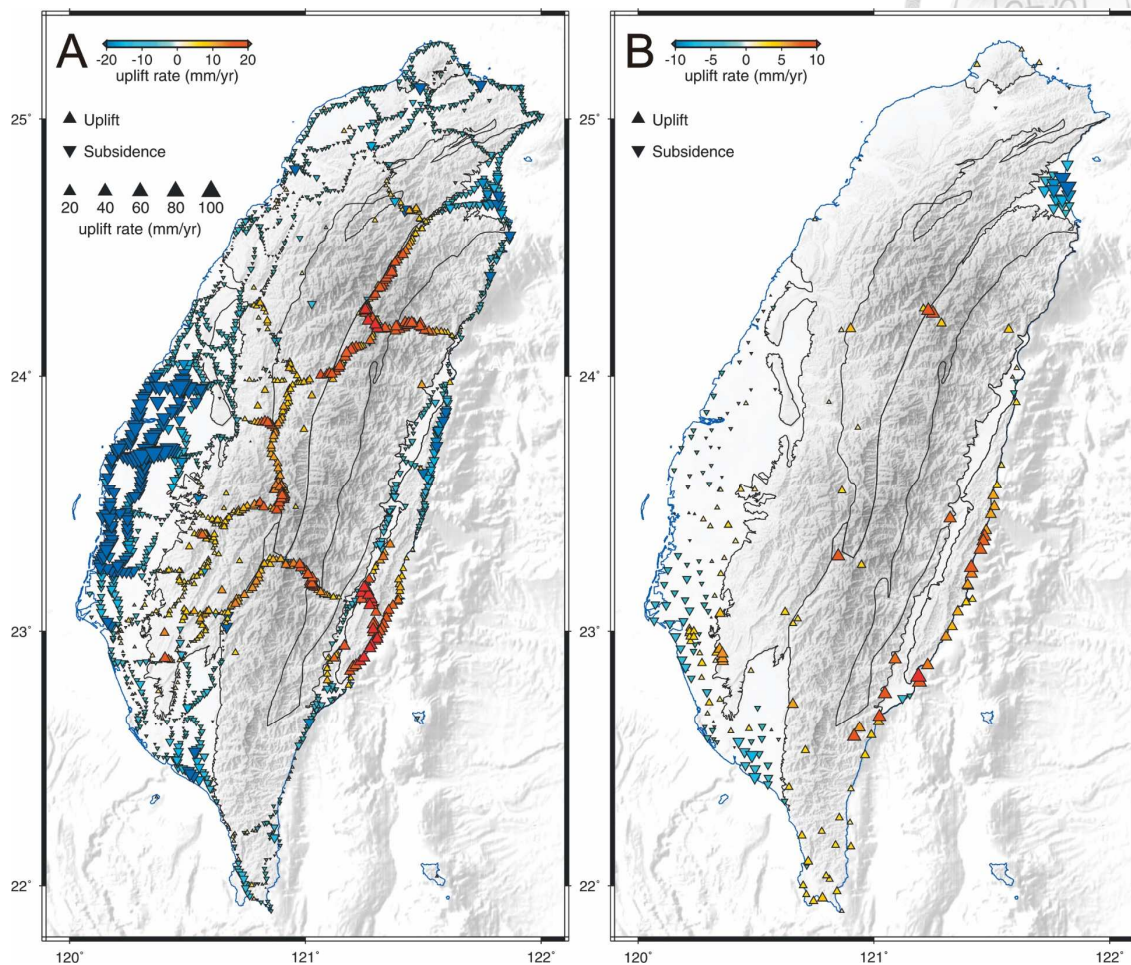


圖 2-13、臺灣短期與長期地表垂直位移速率。**A** 圖為利用 GPS 位移場與水準測量結果，計算相對於澎湖白沙 S01R 測站的短期垂直位移速率。**B** 圖為利用海階、河階、鑽井資料與核飛跡定年法所計算之長期垂直位移速率。在短期垂直位移速率中，北段花東海岸屬於沉降區，南段則屬於抬升區，兩者約略以長濱為界。在長期位移速率中，整段花東海岸都呈現明顯的抬升現象。除了花東海岸外，恆春半島與台南地區也可觀察到明顯的抬升區，海階的出現與兩區域抬升現象息息相關。圖片引用自 [Ching et al. \(2011\)](#)。




(1) 台南平原海階地形

台南平原依照地型特徵可區分為台南台地 (Tainan Tableland)、大灣低地 (Tawan Lowland) 與中洲台地 (Chungchou Terrace)。根據野外露頭與鑽井資料研判, 台南平原全區底岩為更新世岩層, 上覆沉積層與底岩成交角不整合。透過碳十四定年與沉積構造等資料, 底岩上覆的沉積層多為末次冰期結束後全新世海進時期沉積的海洋沉積物, 沉積環境包括海灘相 (beach face)、瀉湖相 (lagoon) 與潮間帶相 (intertidal), 因此後期受到抬升的台南台地與中洲台地為全新世生成之海階。透過海灘沉積物內的貝殼與漂木年代資料與採樣高度, 配合古環境深度以及古海面高度的校正, 台南台地與中洲台地兩海階之長期抬升速率約為 5 mm/yr 與 4-7 mm/yr, 前者受到泥灌入體 (mud-diapir) 的衝頂作用而抬起 (Hsieh, 1972), 後者除了衝頂作用外, 亦受到斷層作用抬升 (周飛宏, 2007; Chen and Liu, 2000)。

(2) 恆春半島海階地形

李珀儂 (2008) 將恆春半島的恆春西台地與鵝鑾鼻半島之海階地形依地形面高度由老至年輕分為 8 期, 命名為 Marine 1-Marine 8 (圖 2-14)。除了最年輕的第 8 階為全新世海階外 (陳文山等人, 2005; Liew and Lin, 1987; Chen and Liu, 1993), 其餘皆為更新世隆升之古海階面 (石再添等人, 1989; 陳文山等人, 2005)。統整恆春半島海階定年結果, Marine 3 利用電子自旋共振 (electron spin resonance; ESR) 定年方法所求得之年代為 50 萬年 (石再添等人, 1989), 顯示鵝鑾鼻背斜至少自 50 萬年前已開始活動 (李珀儂, 2008)。廣部於恆春半島全島的 Marine 8 則展現出恆春半島在全新世仍具有活躍的抬升作用。

對於區域抬升機制與活動速率, 陳文山等人 (2005) 藉由階形態判斷, 除了位於恆春半島中央的構造線, 分隔兩個不同時代岩層的恆春斷層外, 恆春西台地以西



應存在一條位於海底的斷層以造成西台地的抬升，並將此斷層命名為西海岸斷層。藉由西台地之海階面具有向東傾斜的現象，且越老的海階東傾角度越大，顯示海階有持續累積西海岸斷層應變的現象。透過海階珊瑚礁樣本定年資料的計算，恆春斷層的垂直錯移速率為 7.5 mm/yr，而西海岸斷層的垂直錯移速率為 3.4-4.0 mm/yr(陳文山等人，2005)。

(3) 花東海岸海階地形

位於海岸山脈東翼的花東海岸全長約 150 公里，全線皆具有豐富的海階地形。徐鐵良(1954)透過海階與隆起珊瑚礁的存在，指出自第四紀初期至現代，整個花東海岸具有緩慢的上升運動。此上升運動在階梯狀地形明顯之處為間歇性隆起運動，但在都蘭與長濱等地區，部分區段之海階表現呈現一廣闊的斜面，推測在此時期上升運動為連續而緩慢發生。同時透過不同區域的階地高度差異，指出花東海岸具有不等量上升的現象，上升速率最快之處為長濱、成功與都蘭三處。石再添等人(1988)利用地形面高度將花東海階由老至年輕分為 I、II、III 三階(圖 2-15)，並繪製多個海階剖面詳述各區域的底岩分布與上覆沉積物狀況。在其研究中，認為花東海階具有快速抬升的現象外，也利用海階寬度與高度的南北差異，指出北部底岩都鑾山層較為堅硬、南部底岩大港口層較軟弱，對海階生成有巨大的影響，並推測南北地殼變形模式有別。在缺乏定年資料的情況下，該研究亦利用全球海階間接對比法推測三階階地的生成年代，認為三階海階的生成年代分別為 64000、40000 與 6000 年。

隨著碳十四與鈾系定年技術的進步，前人開始利用定年結果確立各個沉積層的沉積年代與階面的生成年代，並搭配古海水面變化計算各區域的長期抬升速率(宋文薰，1969；賴政國，1987；許民陽，1988；林久芳，1989；謝孟龍，1990；



許民陽等人，1998；劉平妹與謝孟龍，2006、2007；謝孟龍與劉平妹，2010；陳思婷，2018；Konishi *et al.*, 1968；Lin, 1969；Hsu *et al.*, 1973；Chen *et al.*, 1991；Liew *et al.*, 1993；Vita-Finzi and Lin, 1998；Hsieh *et al.*, 2004；Yamaguchi and Ota, 2004；Hsieh and Rau, 2009）。透過大量定年資料的控制，花東海階生成於全新世的特性已被確立，階地對比也多利用定年資料配合古海岸線角高度加以制約。Yamaguchi and Ota (2004) 對花東海岸石灰岩與火成岩塊等硬岩區的海階利用古海岸線角或海蝕凹壁等古海面高度指標進行了詳細的分階，部分區域可達 9 階 (圖 2-16)，這些小階地應為同震抬升所生成。透過抬升速率的差異，此研究將花蓮米崙台地至台東富岡分為三個構造亞區，並認為縱谷斷層距海岸線太遠，主要造成地表變形的構造應為 Lallemand *et al.* (1999) 所提出的外海的逆斷層系統 (圖 2-17)。Hsieh *et al.* (2004) 則針對花東海岸蕃薯寮層與八里灣層等砂頁互層的軟岩區繪製大量的階地剖面。此研究亦透過海水面變化的影響，推測花東海岸經歷過一次的相對海進至相對海退的序列變化。在階地的抬升機制上，此研究認為海岸山脈內的斷層系統已不太活躍，非主要生成海階的構造，但實際影響此區域的構造則未提出。謝孟龍與劉平妹 (2010) 收集全區的年代資料，審視並挑選各區域合適的定年樣本，重新計算全區的區域抬升速率 (圖 2-18)。雖然未提出明確的階地抬升構造，但指出花東海岸的抬升速率可能受到原始島弧系統岩性分布的影響。Hsieh and Rau (2009) 利用花東海岸各區域的海蝕凹壁與低位海階的高度，搭配於不同區域採集到的潮間帶生物群化石具有同時性的現象，推測海岸山脈南北兩段的擁有不同的抬升機制，北段同震抬升量較大，為 3-6 公尺，地震再現週期長，可能為數百年至一千年；南段同震抬升量較小，小於 2 公尺，且地震再現週期較短，約為兩百年，同時南段地形有受到明顯的間震變形。除了以定年材料進行階地對比外，Tsai *et al.* (2007) 與 Huang *et al.* (2010a) 研究長濱、成功與都蘭等三區域之海階表層土壤化育程度

差異，同樣將階地系統由老至年輕分為三大階，並利用相同高度之土壤化育程度差異，認為都蘭較長濱與成功有較高的抬升速率。

統整上述研究，與日本與紐西蘭等構造活躍區相比，花東海岸更勝前者，為當今世界上最活躍的構造抬升區（[Yamaguchi and Ota, 2004](#)）。全新世以來海岸線的不等量抬升在海階高度、抬升速率與表層土壤演化程度差異皆受到證實，全新世海階的成因也被認定與斷層錯動所造成的地震事件相關。雖然在活動速率與透過海階所顯示地震規模與地震再現週期前人提供許多資訊（[Hsieh and Rau, 2009](#)），但各研究所認定的構造邊界與相對應的斷層系統缺乏共識。階地側向對比方面同樣因為在以八里灣層為底岩的軟岩區缺乏完整的階地剖面與年代資料而存在對比不易的問題。

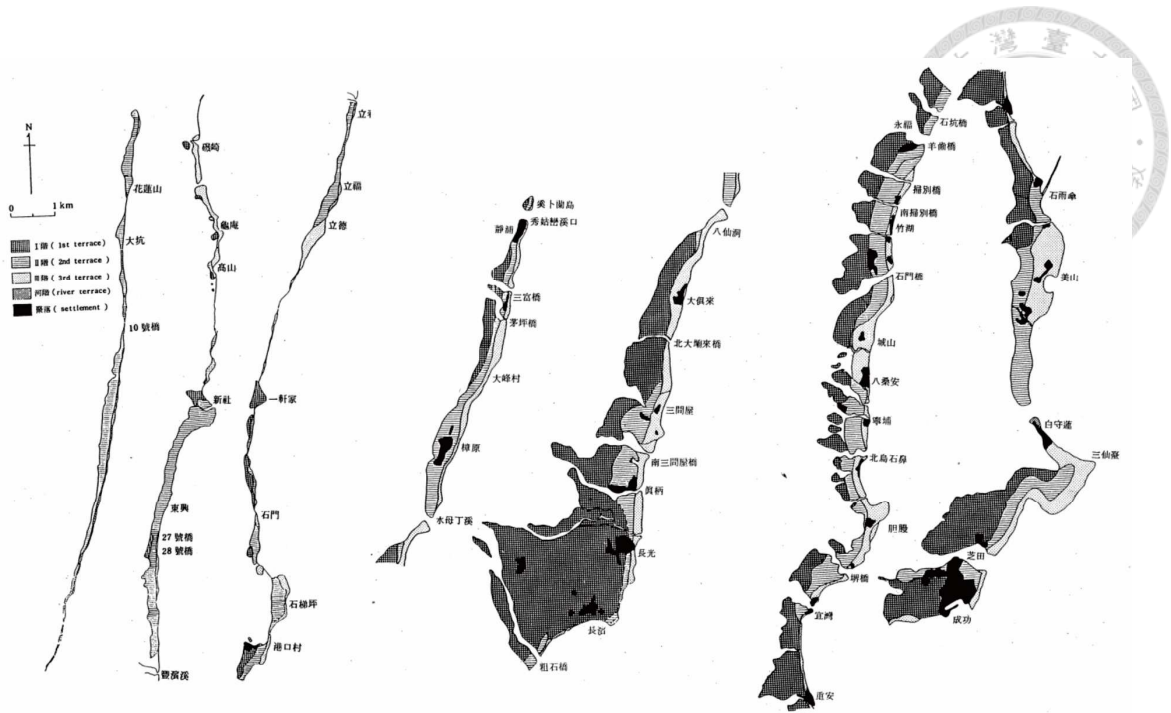


圖 2-14、石再添等人 (1988) 嶺頂至成功海階分階。透過地形面高度，該研究將花東海岸線分為三大階。最高的第 I 階在嶺頂至八仙洞不明顯，八仙洞以南則轉為三階中最寬闊。第 II、III 階在全段皆有分布，各地高度不同。

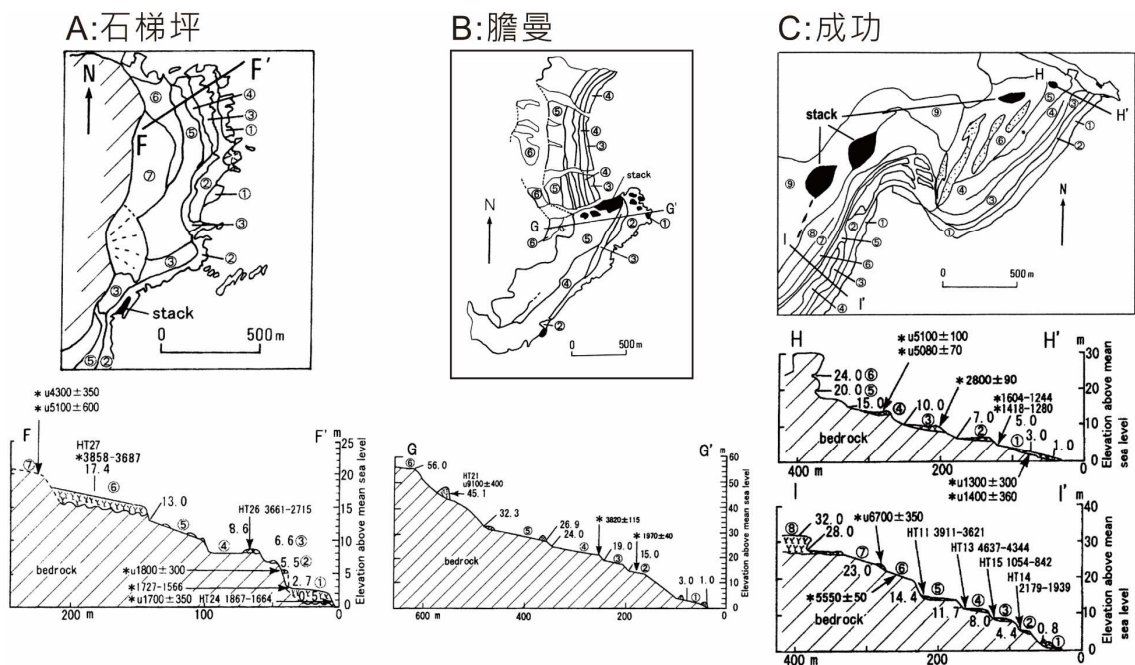


圖 2-15、Yamaguchi and Ota (2004) 石梯坪、膽曼與成功海階分布。除了利用海階底岩面與海蝕凹壁高度進行分階以外，該研究亦利用階面沉積物與珊瑚樣本進行定年，劃定階地層序並計算全新世的高抬升速率。

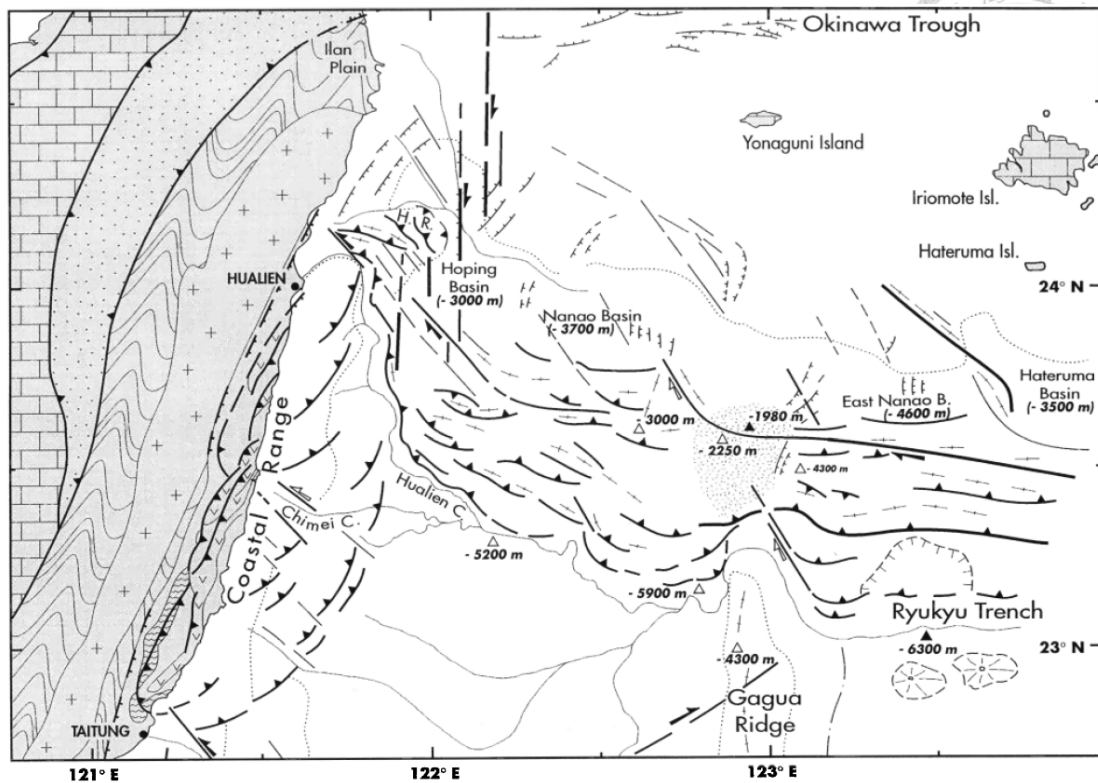


圖 2-16、臺灣東部外海海底構造線。透過一系列 ACT 震測剖面的分析，Lallemand *et al.* (1999) 將臺灣東部外海劃定了一連貫的構造系統。其中位於花東海岸以東有一系列東北西南走向、向西傾的逆斷層，Yamaguchi and Ota (2004) 認為相較於縱谷斷層，這些外海的斷層系統更有可能對花東海岸的抬升有所貢獻。

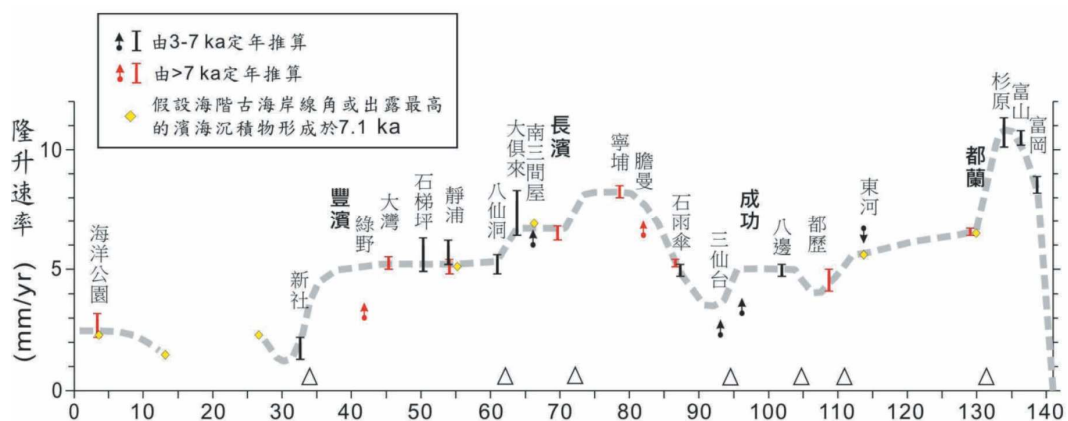


圖 2-17、花東海岸長期抬升速率。透過定年資料的分類與整理，謝孟龍與劉平妹 (2010) 重新估算花東海岸各區域長期抬升速率。該研究認為花東海岸呈現兩個北緩南陡的大型背斜，且全區的抬升速率在泥岩區均快於火山岩區，海岸線新期構造運動可能受到原始島弧系統岩性分布所影響。



2.3.4 海水面變動

透過地形分析與定年資料的確認，海岸山脈現今廣泛分布的海階多為末次最大冰期後、兩萬年以來所生成。末次最大冰期 (Last Glacial Maximum, LGM; 26-19 ka), 大量海水被儲藏於冰川之中, 海水面高度較今日低約 125 ± 5 公尺 (Yokoyama *et al.*, 2000)。隨著進入間冰期氣候變暖, 冰川開始融化, 大量水體由冰川系統進入海水中, 海水總量的增加造成海水面開始上升, 此為全球海水面 (eustatic) 的上升。融冰時受冰川覆蓋的區域會因為上覆荷重的減少開始產生冰川均衡調整 (glacial-isostasy), 原始被冰川覆蓋的地殼將會回彈, 並因為原始荷重的差異擁有不同的回彈速率。並且隨著地殼回彈, 在冰期時因冰川荷重所向外流動的地函物質將會回到正在回彈的近場區, 而冰期時隆起的中場區前凸起 (intermediate-field forebulge) 則會緩慢的下降, 此上升與下降的作用即稱為冰川均衡調整效應 (圖 2-19)。除了冰體有荷重外, 水體增加同樣會對地殼產生負重 (hydro-isostasy), 大陸邊緣的海洋地殼會因負重不均、陸地無法有效分擔海水重量而使海洋地殼沉降, 所生成的空間將促使水體移動填補空洞, 此現象稱為海洋虹吸作用 (ocean siphoning; 圖 2-20)。受到上述作用影響, 世界各區域在融冰後的相對海水面變化形式不盡相同, Clark *et al.* (1978) 將末次冰期以來全球海水面的變動統整為七種類型 (圖 2-21)。Khan *et al.* (2015) 利用模擬結果計算全球海水面於全新世的變動速率 (圖 2-22), 並統整海岸線定年資料, 重建近場、中場與遠場各區域細部的變動曲線。在 Clark *et al.* (1978) 的分類中, 臺灣屬於第 IV 型, 海水面約略在中全新世到達頂峰, 爾後緩慢下降到今日高度並維持穩定狀態。在 Khan *et al.* (2015) 的分區中, 臺灣屬於遠場區, 海水面變動速率小於 0.3 mm/yr , 近乎維持穩定。

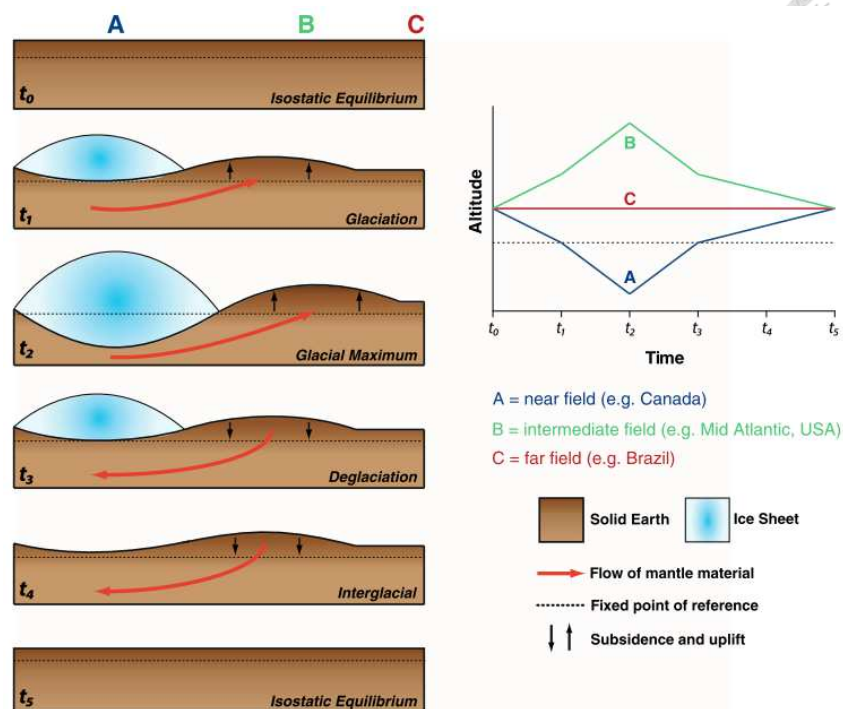


圖 2-18、冰川均衡調整效應示意圖。當陸地有冰川覆蓋時，冰川荷重會使地殼下降，並促使地函物質流向中場區造成地殼拱起。融冰後地函物質重新回到近場區，近場區將會回彈，同時中場區會下沉，最後回到平衡狀態。相較於冰川融化速率，地殼的回彈速率非常緩慢，此作用將會持續進行。臺灣位於遠場區，因此在海水面的重建上可以忽略冰川均衡調整效應。圖片引用自 [Khan et al. \(2015\)](#)。

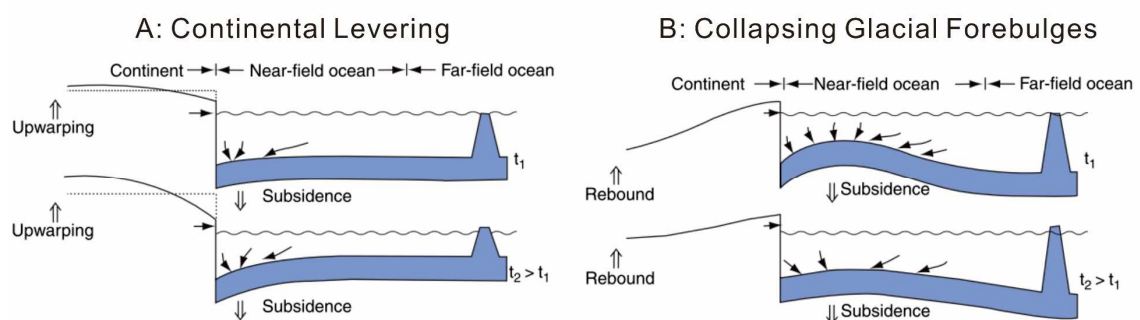


圖 2-19、海洋虹吸作用示意圖。海洋虹吸作用分為兩種形式，除了 A 圖中陸地與海水受力不均所造成的海洋下沉以外（continental levering），中場區在融冰時因地函物質流走所造成的地殼沉降同樣會發生在海洋地殼中（collapsing glacial forebulges），一樣會造成如圖 B 中海水向下沉區流動填補空洞的海洋虹吸作用，並使全球海水面下降。圖片引用自 [Milne and Shennan \(2007\)](#)。

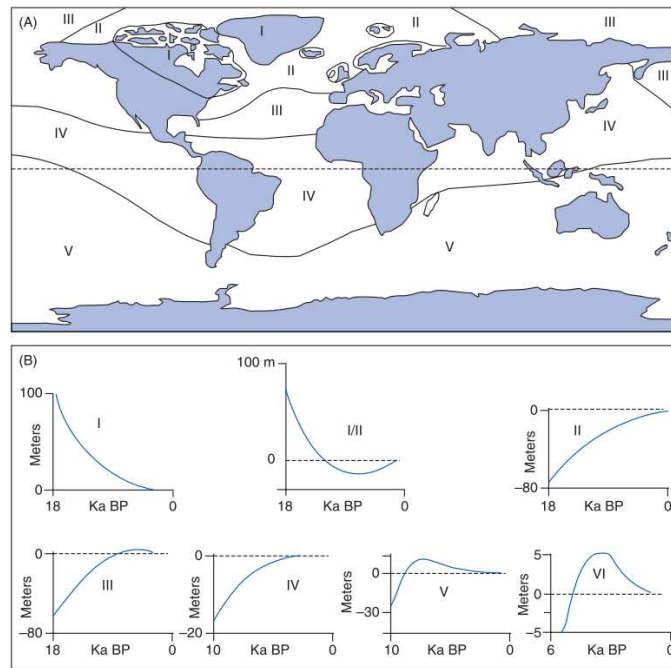
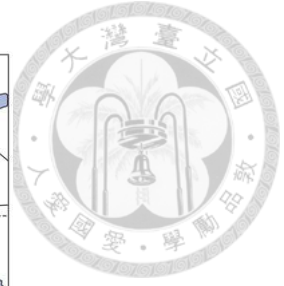


圖 2-20、末次冰期以來全球海水面變化分區。臺灣位於第 IV 分區。圖片引用自 Clark *et al.* (1978)。

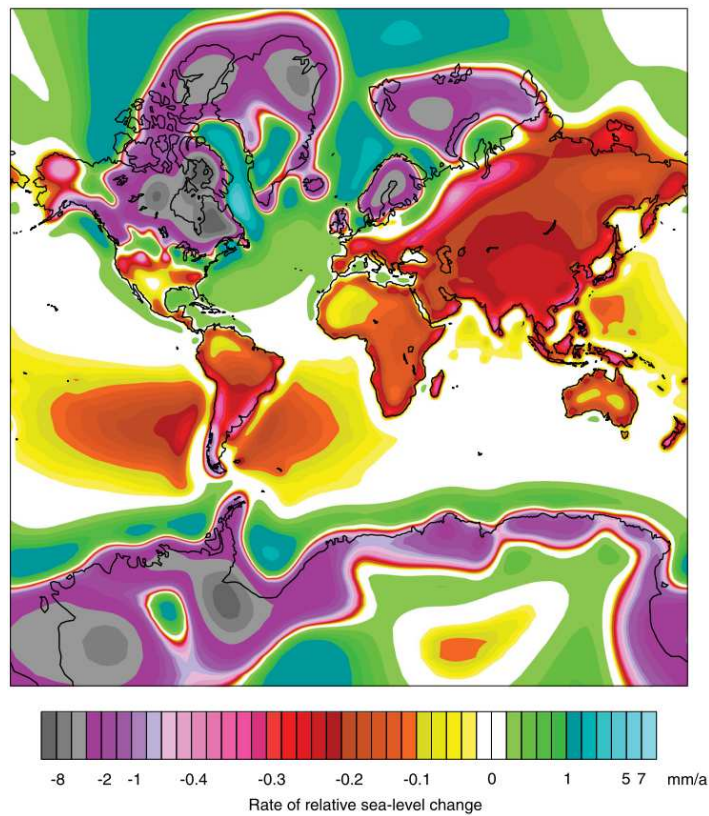
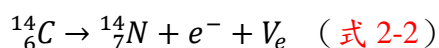
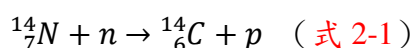


圖 2-21、模擬之現今全球海水面變動速率。臺灣位於遠場區，海水面近乎維持穩定狀態。圖片引用自 Khan *et al.* (2015)。




2.3.5 碳十四定年

碳十四定年原理為運用生物體內累積的碳十四衰變為氮十四 (式 2-1)，其半衰期為 5730 年的特性來計算年代 (Libby, 1952; Taylor, 2016)。除了極少部分由岩石中放射性元素衰變 (Castagnoli and Lal, 1980) 或人為核子反應所生成，大部分的碳十四是由宇宙射線照射大氣中的氮十四所激發而生成 (式 2-2)。但大氣中碳十四活度 (^{14}C activity) 並不是固定的，會受到宇宙射線通量與地球磁場強度的變化做小幅度的震盪 (de Vries, 1958)。當碳十四原子生成後，會與氧結合成為二氧化碳，並隨著生物活動進入生物體內。隨著生物持續行呼吸作用與外界交換，生物體內的碳十四活度也會與外界達成平衡，並在生物死亡、停止與外界交換時開始衰變。



大氣交換與平衡速率極快，基本上陸地生物體內的碳十四活度與大氣的碳十四活度相同，碳由大氣圈進入陸地生物圈的過程不存在時間的遲滯現象。但當碳十四要進入海洋生物體內，自大氣圈進入水圈再進入海洋生物圈時，氣體由大氣溶入海水需要時間，會造成海水內的碳老於大氣中的碳，此現象稱為海洋碳循環儲庫現象 (Marine reservoir effect)。前人研究普遍認為全球海水內的碳較大氣中的碳老約 400 年，此年代差稱為 R，但各地的年代差又因為海水與大氣交換速率的不同而有所差異，差異量稱為 ΔR (Stuiver *et al.*, 1986; Ascough *et al.*, 2005)。

考慮到碳十四活度隨著時間的變化，以及碳十四在大氣圈與水圈間移動的時間遲滯，不同的樣本所得之碳十四年代須再對校正曲線以及 ΔR 進行校正。校正曲線乃是前人收集樹輪 (Tree ring)、鐘乳石 (Speleothem)、珊瑚 (Coral)、湖泊



紋泥層 (Varve) 與深海岩心 (Deep sea core) 之資料所建構的過去五萬年來大氣中碳十四活度的變化 (Bard *et al.*, 1990 ; Bard *et al.*, 1993 ; Stuiver and Braziunas, 1993 ; Burr *et al.*, 1998 ; Reimer *et al.*, 2013) , 可與實驗所得的年代數據 (Radiocarbon age , years BP) 對應 , 比較出真正的實際年代 (Calendric age , cal. years BP) 。 ΔR 的校正則是將實際年代做系統性的年代校正 , 當 $\Delta R=0$ 時 , 會將整體年代減去約 400 年 ; 當 ΔR 為正值時 , 代表此區域海水的碳十四年代較全球海水平均值老 , 所得年代數據須要減去大於 400 年的修正量 ; 反之 , 當 ΔR 為負值時 , 此區域海水較全球海水平均值年輕 , 修正量會小於 400 年。

第三章 研究方法



本研究為了分析花東海岸海階地形的分布、產狀、沉積層序的演化以及海階地形與區域構造變形之間的關係，首先利用高精度之數值高程模型 (Digital Elevation Model, DEM) 底圖繪製階地分布，並於野外露頭判斷沉積物產狀、量測各岩性交界面高度並採集定年樣本。定年樣本經過適當的前處理後，送至 Beta 或國立臺灣大學加速器質譜碳十四定年實驗室進行定年，所得原始數據須再進行年代校正。考慮到海階地形會同時記錄海水面波動與地殼抬升，本研究收集並分類前人發表之海水面指示物種、高度與年代資料，重新繪製過去兩萬年來可套用在臺灣區域的海水面變化曲線，並利用此曲線計算各區域長期抬升速率與相對海水面變化曲線，用以討論花東海岸的海階演化史。

3.1 名詞定義

為方便文章論述，本節定義研究中的重要辭彙，定義如表 3-1。

表 3-1、本研究基本名詞定義。

名詞	定義
階地	由階面與階崖組成的階梯狀地形，並平行於生成營力分布。依照生成的營力差異，本研究將階地分為三類，分別為海階、河階與扇階。
海階	由海階底岩面、底岩階崖與海岸線角組成，受海洋營力作用而平行於海岸線發育的階梯狀地形。本研究將花東海岸全新世中期以來受海浪營力侵蝕形成的階梯狀地形稱為「海階」，即使被後期的河流或沖積扇沉積物覆蓋，若透過海階底岩面形態與

名詞	定義
	階地沉積物分布判斷符合上述條件，則仍定義為海階。本文第四章、第五章所繪製的地形圖與階地分布圖，其標示的海階指示海階底岩面的分布狀態。
海階底岩面	海階剖面中階地沉積物之下平整的不整合面（圖 3-1）。本研究將全新世中期以來受波浪侵蝕形成的海蝕平台稱為海階底岩面。
海階崖 (底岩階崖)	海階底岩面上坡度較陡峭的區域（圖 3-1），其成因與海階底岩面受海水侵蝕有關。本研究的底岩階崖又稱為海階崖。
海岸線角	海階底岩面內緣與底岩階崖的轉折處稱為海岸線角（圖 3-1），指示海階底岩面生成時平均海水面位置。
底岩	泛指階地沉積物之下受海水侵蝕形成海階底岩面的基盤岩。本研究中除了都鑾山層、蕃薯寮層與八里灣層外，長濱區域的海階生成於海進沉積層或沖積扇沉積層之上，則此處的海進沉積層與沖積扇沉積層皆為海階的底岩。
地形階崖	地形面上等高線密集、較為陡峭的區域。與底岩階崖相異，地形階崖泛指地形頂面出現的階崖，其成因與產狀受到海階底岩面上後期覆蓋的陸相沉積物所影響。
河階	受河流營力作用而平行於溪谷發育的階梯狀地形。
扇階	發育於山麓與平原交界的放射狀地形，以谷口為頂點向低處成扇狀堆積。本研究將全新世中期以來未受海水面侵蝕的沖積扇階地稱為扇階。

名詞	定義
北段/南段	參考階地形態與構造活動特性的差異，研究區域可區分為南北兩段。以八仙洞為界，北段為嶺頂至樟原地區，位在嶺頂與瑞穗斷層上盤；南段為八仙洞至小港地區，位在池上斷層上盤。

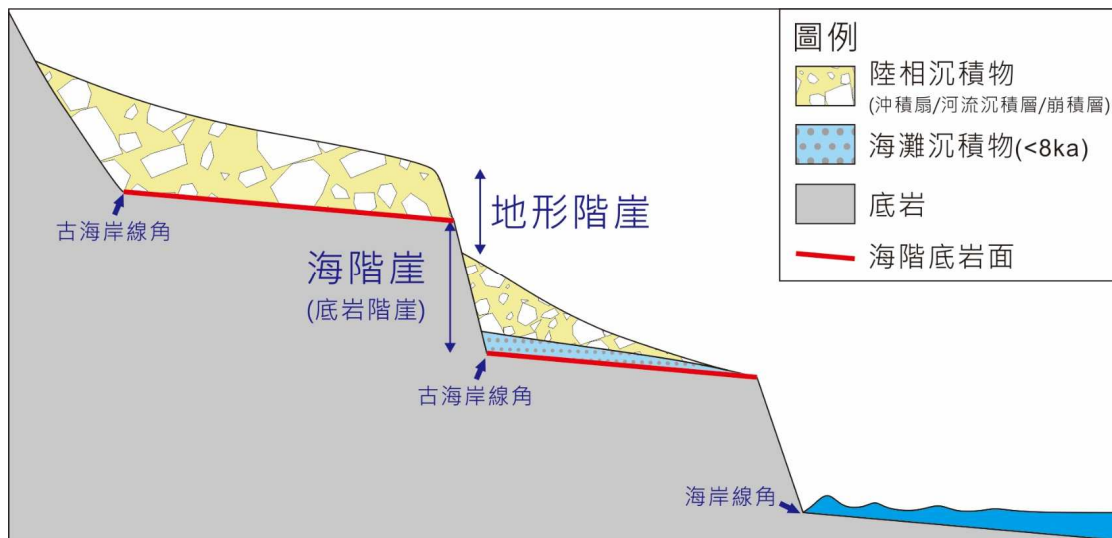


圖 3-1、海階剖面示意圖。本研究的海階泛指於八千年以來受海浪侵蝕形成的階地地形，海階底岩面為受海水侵蝕生成的不整合面，其上除了覆蓋有海灘沉積物以外，抬升上陸後將會被陸相沉積物覆蓋。陸相沉積物將會改變地形的面高度，進而使海階崖與地形階崖的高度不同。

3.2 地形分析

本研究採用內政部地政司衛星量測中心製成之五公尺與一公尺 DEM 繪製階地分布。五公尺 DEM 建製於民國 93 年，以航空攝影測量而成，其底圖間隔為 5 公尺，誤差約為±0.5-1 公尺。一公尺 DEM 建製於民國 99-104 年，以空載光達測量而成，其底圖間隔為 1 公尺，平面誤差約數公分至數十公分（[內政部地政司衛星量測中心網頁資訊](#)）。本研究使用 ArcGIS 10.4 軟體，利用 DEM 之高程資料繪製出地形暈渲圖（hillshade）、等高線（contour）與坡度圖（slope）幫助圈繪階地。

階地由平坦的階面與陡峭的階崖組成，在圈繪階地時，地形暈渲圖（圖 3-2A）提供最直觀、視覺上的判斷依據，可初步圈繪概略的階地範圍。但單獨使用地形暈渲圖做階地辨識會有光影來源方向不同造成判斷的地形邊界有差異的問題，因此除了利用多重光源方向修正，本研究亦選用不同顏色區間的坡度圖（圖 3-2B）配合等高線分布狀況（圖 3-2C）來圈繪階地。本研究將坡度分為四個區間，分別為（i）小於 2.5 度、（ii）2.5-10 度、（iii）10-30 度與（iv）30-90 度，並分別填上綠、黃、橘、紅等四個顏色。海階階面雖然平坦，但考慮到階面形成後會有陸相、河流或風成沙丘等沉積物覆蓋，因此將綠色與黃色的範圍都予以圈選。除了平行於海岸的海階以及平行於河川的河階地形外，在鄰近海岸山脈山麓的區域，經常觀察到一連串坡面平坦但坡度較陡的扇階地形。扇階地形雖然坡面陡，但考慮到坡面的穩定性，將坡度圖中小於 30 度、橘色的範圍都予以圈繪。除了利用 DEM 底圖圈繪階地範圍，本研究亦透過野外工作實際量測各海階剖面中底岩不整合面高度，幫助辨識海階分布與側向對比。

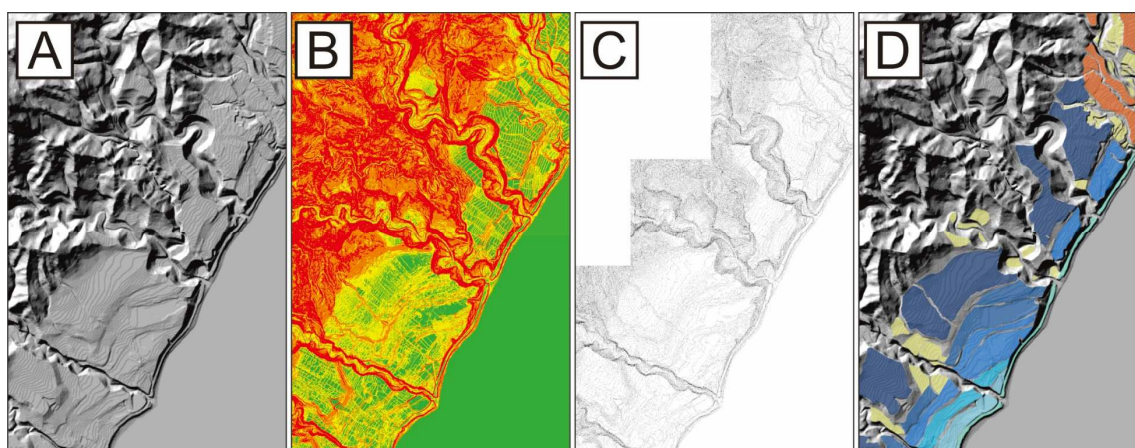


圖 3-2、階面圈繪。結合地形暈渲圖（A）、坡度圖（B）與等高線圖（C），將能夠繪製階地分布圖（D）。



3.3 野外工作

本研究探討海階地形的演化，內容包含沉積環境的變化與階地形態的差異，因此野外工作著重於記錄沉積物組成種類、沉積構造以及量測岩性交界，並採集定年樣本以獲得年代控制。除了沿著海岸調查外，垂直海岸線的溪流剖面更能提供不同時期海階的高度資料，也是本研究的調查重點。在尋找適宜的露頭時，需要記錄的資訊包含 GPS 點位資料、底岩岩性、上覆沉積物類型並判斷沉積環境。本研究所所有露頭與樣本點的位置均以 TWD97 的格式記錄。沉積環境的判斷上，將環境由深至淺依序分為遠濱(Offshore)、遠濱過渡帶(Offshore transition)、濱面帶(Shoreface)、前濱帶(Foreshore)、後濱帶(Backshore)以及陸上環境(Terrestrial environment)。

完成沉積環境的判斷後，須量測各個岩性交界面與海階底岩面的高度。本研究使用雷射測距儀(Laser rangefinder)進行水平與垂直距離量測。雷射測距儀的量測原理為運用儀器發射紅外線光束射擊量測目標，並在擊中目標後接收反射光束，儀器會透過發射與接收訊號的時間差計算測量目標與儀器的水平距離與垂直高度差。本研究使用之儀器型號為 Laser Technology - TruPulse 200 與 TruPulse 360，顯示單位為公尺、水平最大量測距離為 1000 公尺。當量測目標反射狀況良好，儀器所量測的高度與距離會顯示到小數點下第一位，誤差為 ± 0.3 公尺；當量測目標反射狀況差，所顯示之數字僅會到整數位，誤差為 ± 1 公尺。本研究所有利用雷射測距儀量測之數據，每組數據皆到達小數點下第一位，且單一高度點皆至少量測三組數據並予以平均。

本研究於野外量測地形高度時，以海平面當作基準面(高度=0.0 公尺)。當可以直接以海水面當作量測基準時，除了記錄儀器所顯示的高度數據外，還須記錄量測時間，配合中央氣象局海象測報中心(Central Weather Bureau Marine Meteorology Center)所公布的潮汐表校正潮汐對海水面的高度影響。根據不同的露頭位置，本



研究選用花蓮、石梯與成功等三個潮位站的潮汐高度資料來進行潮汐校正。三個潮位站的基本資訊如表 3-2 所示（交通部中央氣象局海象測報中心，2014、2015、2016、2017）。

若欲量測之露頭無法以海水面當作量測基準時，本研究參考五公尺與一公尺之 DEM 資料進行高度計算。當在河溝剖面內觀察到一不整合面時，須記錄該露頭位置、目標量測物與河床面及頂面的高度差，並利用 DEM 底圖確認該位置的河床面與頂面的絕對高度，用以計算目標量測物的絕對高度。此法存在的問題為除了 DEM 本身存在誤差外，DEM 製圖時間早於露頭量測時間，地形面可能已受風化侵蝕的作用或人為開墾而改變，因此需要同時量測目標距離河床面與頂面的兩組高度數據來做雙重確認。當同時存在由河床面與頂面高度所計算的兩組數據時，考慮到河床面的高度會受沉積物的搬運堆積而有大幅度的改變，本研究會優先選用由頂面高度所計算之高度資料來做後續討論。由此法計算之高度資料其誤差為 ± 1 公尺。

表 3-2、本研究採用之潮位站基本資訊。

站碼	站名	位置	資料使用時段	資料提供單位
1256	花蓮	花蓮港 (23.98°N, 121.62°E)	2012.05~2014.04 (2015)	中央氣象局
1566	石梯	花蓮石梯漁港 (23.49°N, 121.51°E)	2013.01~2014.12 (2016) 2014.01~2015.12 (2017)	水利署
1276	成功	臺東成功漁港 (23.10°N, 121.38°E)	2015.01~2016.12 (2018)	中央氣象局



3.4 定年樣本採集、處理與年代校正

本研究主要採集沉積層中與海階階面上的含碳樣本進行碳十四定年，採集樣本類型包含木炭、貝殼與珊瑚（圖 3-3）。採集前須拍照，並記錄樣本位置、樣本類型、所在層位資訊、樣本高度及樣本編號。採集過程須避免汙染，除了運用適當的工具採集，亦要使用塑膠夾鏈袋包裝。所採集之木炭樣本直接送樣，貝殼與珊瑚樣本則會使用震盪儀（Ultrasonic Cleaner D150）進行震盪、去除表面附著之植物碎屑與沉積物，再挑選新鮮部分進行送樣。

本研究利用 CALIB 7.1 校正式（CALIB Radiocarbon Calibration）對前人發表以及本研究新採集的定年資料進行年代校正，校正曲線來自 [Reimer et al. \(2013\)](#)， ΔR 參考 [Yoneda et al. \(2007\)](#)。進行校正時，因為陸地生物與大氣間的碳十四交換非常快速，不存在明顯的遲滯現象，故木炭樣本不須進行 ΔR 校正；但貝殼與珊瑚等海洋生物則因為海洋碳儲庫效應，須要進行 ΔR 校正。本研究採用之 $\Delta R=101\pm 49$ ([Yoneda et al., 2007](#))，所有校正後的年代數據皆採用 $\pm 2\sigma$ ，具 95% 信心水準的年代區間，並以 cal. yr BP (Before Present, 其中 P 代表西元 1,950 年) 的形式呈現。

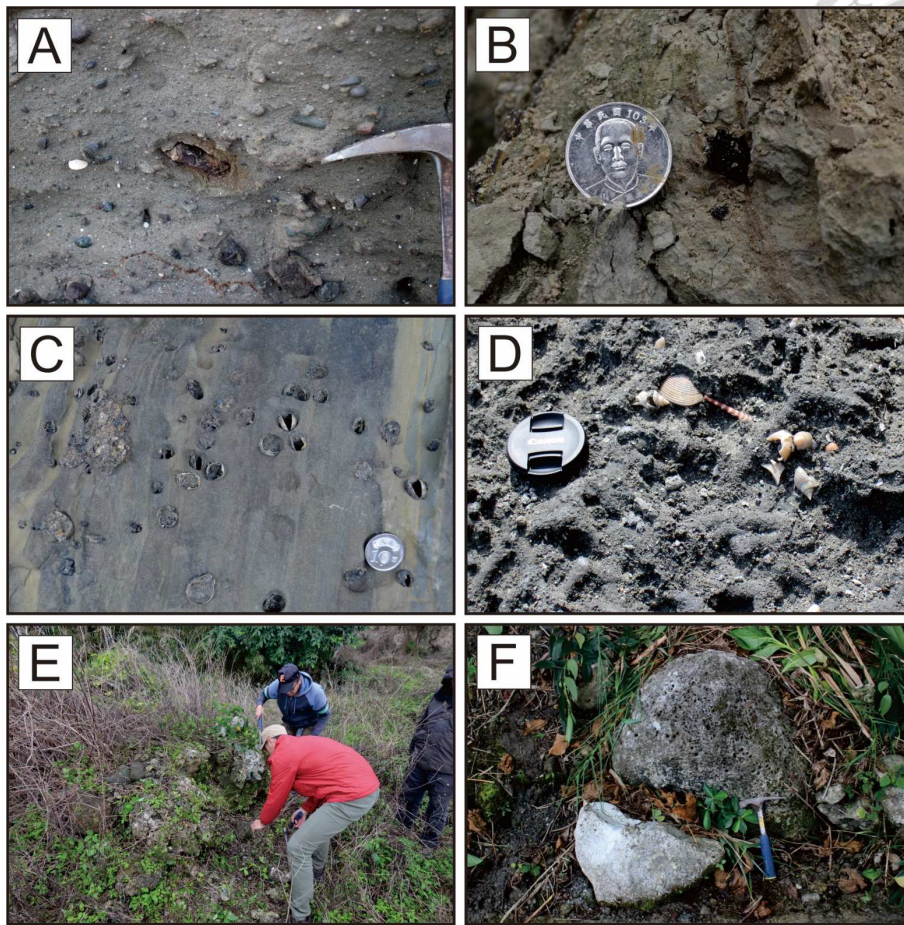


圖 3-3、本研究定年樣本類型。本研究採集海灘沉積層與海階面之上的含碳物質進行碳十四定年，樣本類型包括 (A) 沉積層中的木炭、(B) 泥質沉積層中的碳屑、(C) 海階底岩面上的鑽孔貝、(D) 沉積層中的貝殼、(E) 海階面之上的現地珊瑚、(F) 附著於海階底岩之上石灰岩塊的鑽孔貝與貝殼。

3.5 海水面與構造抬升速率

3.5.1 臺灣區域兩萬年來海水面變化

當考慮冰川回彈效應時，全球各區域的海水面變化趨勢並不一致，因此海水面曲線的選擇上必須挑選與臺灣相同、位於遠場區所重建的海水面變動曲線。本研究參考 [Clark et al. \(1987\)](#) 的海水面變化趨勢分區 (圖 2-21) 與 [Khan et al. \(2015\)](#) 提出的海水面變動速率 (圖 2-22)，挑選同樣位在遠場區的海水面資料，地點包含澎湖群島 ([Chen and Liu, 1996](#))、中國華南地區 ([Chen et al., 1982](#); [Huang et al., 1986](#);



Liu and Cao, 1987 ; Zong, 1992 ; Chen and Liu, 1996 ; Zhao, 1996 ; Kim and Kennett, 1998 ; Zong, 2004)、海南 (Zong, 2004)、巽他陸棚 (Hanebuth *et al.*, 2000 ; Hanebuth *et al.*, 2009)、澳洲 (Gill, 1968 ; Rhodes, 1980 ; Brown, 1983 ; Chappell *et al.*, 1983 ; Thom and Roy, 1983 ; McCulloch *et al.*, 1989 ; Lambeck and Nakada, 1990 ; Eisenhauer *et al.*, 1993 ; Ferland *et al.*, 1995 ; Zwart, 1995 ; Woodroffe *et al.*, 2000 ; Yokoyama *et al.*, 2001 ; Belperio *et al.*, 2002 ; Lambeck, 2002 ; Collins *et al.*, 2006 ; Horton *et al.*, 2007 ; De Deckker and Yokoyama, 2009 ; Switzer *et al.*, 2010)、巴布亞新幾內亞 (Chappell and Polach, 1991 ; Yokoyama *et al.*, 2001)、新加坡 (Bird *et al.*, 2007 ; Bird *et al.*, 2010) 及泰國 (Thiramongkol, 1983 ; Chaimanee *et al.*, 1985a、1985b ; Tiyaunte and Theerarungsikul, 1988 ; Sinsakul, 1992 ; Scoffin and Le Tissier, 1998 ; Horton *et al.*, 2005) 。

海水面資料依據採樣類型可分為潮間帶環境樣本、小環礁 (coral microatoll) 與現地珊瑚。本研究於資料挑選過程，將上述三種類型的樣本分為第一級與第二級資料，第一級資料包含潮間帶環境樣本與小環礁，現地珊瑚則分類在第二級資料。包含潮坪、紅樹林與海灘環境的潮間帶環境因古環境深度控制較佳，在樣本高度、即古海水面高度的重建最為精確，因此列為第一級資料，也是海水面重建的主要參考。部分小環礁種屬的礁體外型呈現上方平板狀，顯示其生存深度相等於低潮線高度 (Chappell *et al.*, 1983 ; Beaman *et al.*, 1994 ; Wang *et al.*, 2013)，也是良好的古海水面高度控制樣本，因此同樣屬於第一級樣本。現地珊瑚則因為不同種屬的珊瑚其生長深度差異大，可由低潮線至海底 20-40 公尺 (Done, 1982)，古環境深度控制較差，因此分類為第二級資料。古海水面的重建主要參考第一級資料，但在缺乏第一級資料的時間區段則納入第二級資料做控制。雖然相較於第二級資料、第一級



資料的古海水面高度控制更為良好，但定年樣本的古環境仍具有一深度範圍，因此在古海水面的重建會將此範圍納入誤差值（圖 3-4）。

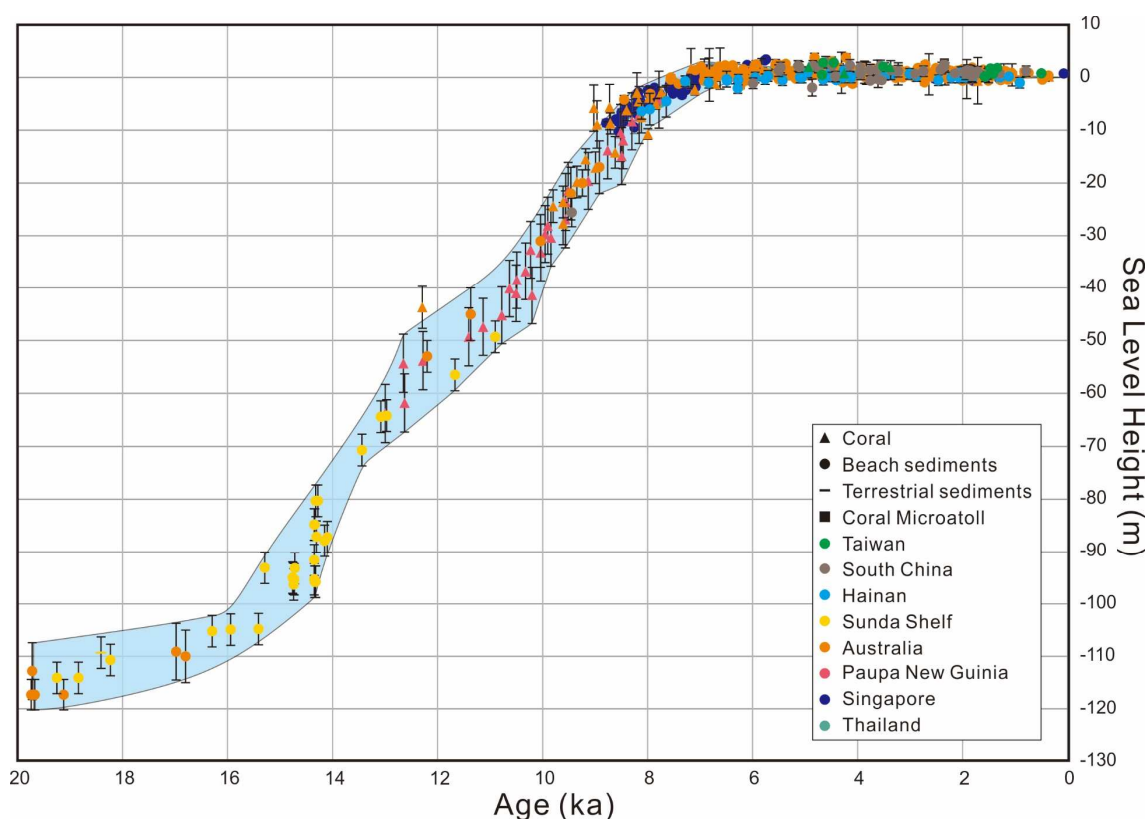


圖 3-4、兩萬年來臺灣區域海水面變化。縱軸的 0 公尺為今日海水面高度，正值代表高於、負值代表低於今日海水面高度。圖上各圖形代表不同種類的水面高度指標資料點，三角型為珊瑚、圓圈為海灘沉積物、短線為陸相沉積物，方框為小環礁，顏色則代表該資料點採集位置。各資料點古環境深度範圍表示於縱軸方向的誤差值。絕對海水面自末次冰期結束後，維持穩定狀態到 16 ka，並在 16-8 ka 快速上升，8 ka 後海水面上升速率趨緩，於 7 ka 到達頂峰、高於今日海水面 2 公尺，之後緩慢下降至今日海水面高度並維持穩定。

3.5.2 區域長期抬升速率計算

各區域的長期抬升速率可藉由海階面上或沉積層中的含碳樣本，其年代與地殼的絕對抬升量來計算。樣本年代經由碳十四定年法與鈾系定年法取得，而地殼的



絕對抬升量則須利用樣本的絕對高度，扣除海水面自身變化所產生的高度差，以及樣本的古環境深度來求得。

本研究用以計算抬升速率的樣本，依照採集位置可分為三種類型，並採集自六種不同的沉積環境。樣本採集位置的分類為海相沉積層中的定年樣本、海階面之上階地沉積層中的定年樣本以及階面上的現地珊瑚樣本，三種樣本各自套用不同的抬升速率計算公式（式 3-1、3-2、3-3）。沉積環境則分為後濱帶、前濱帶、濱面帶、遠濱過渡帶、遠濱帶（圖 3-5）與現地珊瑚。各環境的深度定義如下：（1）後濱帶：主要為砂丘環境，藉由野外實際觀察，花東海岸的砂丘分布於平均海水面之上 1~5 公尺（ $D=0.5\sim 5\text{ m}$ ）；（2）前濱帶：包含海灘環境與潮間帶環境。依據花蓮、石梯與成功等三個海水面觀測站的潮汐觀測值，此深度定義為正負 1 公尺（ $D=1\sim -1\text{ m}$ ）；（3）濱面帶：近濱環境的濱面帶水深為 1~7 公尺（ $D=-1\sim -7\text{ m}$ ）；（4）遠濱過渡帶水深為 7~15 公尺（ $D=-7\sim -15\text{ m}$ ）；（5）遠濱帶水深大於 15 公尺（ $D> -15\text{ m}$ ）；（6）現地珊瑚：因珊瑚生存於低潮線之下，但依品種不同有不同的生長範圍，故現地珊瑚之深度定義為水深大於 1 公尺（ $D> -1\text{ m}$ ）。

$$U = \frac{H-H_s-D}{T} \quad (\text{式 3-1})$$

$$U = \frac{H'-H_s}{T} \quad (\text{式 3-2})$$

$$U = \frac{H_{sl}-H_s}{T} \quad (\text{式 3-3})$$

其中 U 為地殼的長期抬升速率，正值代表抬升、負值代表沉降； T 為樣本年代； H 為樣本的採集高度； H' 為樣本採集層之下的海階底岩面高度； H_{sl} 為該採樣層海階的古海岸線角高度； H_s 為 T 年前海水面相對現今海水面的高度，正值代表該時期海水面比現今海水面高、負值則代表較現今低； D 為樣本的沉積深度。



(1) 海相沉積層的定年樣本

此類型的樣本採集於觀察不到海階底岩面高度的厚層海相沉積層中，套用公式為式 3.1。在此層位採集的定年樣本因為缺乏如古海岸線角或海蝕凹壁等明確的海水面高度指標（Sea-level indicator），無法直接判斷該時期的海水面位置，故須要利用樣本採集的沉積相來校正古環境深度。

(2) 海階面之上的定年樣本

此類型的定年樣本採集於海階底岩面之上的階地沉積層之中，套用公式為式 3.2。與海相沉積層的定年樣本相異，此類型的樣本採集於直接覆蓋在海階底岩面之上的薄層海灘沉積層中，之上覆蓋厚層的河流相或沖積扇等陸相沉積物。此產狀顯示海水在侵蝕出海階面並堆積海灘相沉積層時，並未持續向陸側前進使此沉積層加厚，而是在堆積薄層沉積物後快速的受到地殼抬升而停止堆積，並被後期的河流沉積物覆蓋。考慮到此現象，在利用此類型的樣本計算抬升速率時，將直接利用 H' ，即沉積層之下的不整合面高度來當作該時期海水面的位置。

(3) 海階面上的現地珊瑚樣本

此類型的珊瑚樣本具有生長方向統一向上、與底岩緊密貼合的特性，顯示其未受過搬運堆積等作用，為底岩面生成後才附著於底岩面之上生長的現地珊瑚。受控於珊瑚樣本本身缺乏海水面高度指標且生長深度範圍較廣的特性，本研究將採集於海階面之上的現地珊瑚樣本，並將生長時的海水面高度定於該海階面的古海岸線角高度（圖 3-6），套用式 3.3。此概念源自於珊瑚是在底岩面生成後、並在該底岩面被抬升上陸前附著於底岩面之上生長，又花東海岸抬升快速，故珊瑚從生長至被抬升上陸的時間相對短暫，該時期的海水面高度可利用海階的古海岸線角作為指標。上述三類型樣本所計算的抬升速率，因樣本年代、 T 年前海水面高度與古環境深度皆為一區間，故計算結果會以最大值與最小值的區間表示。

若單一區域在不同的高度有複數個定年結果，則本研究將各定年資料年代區間與高度投影繪製於 Excel 表格，並利用趨勢線工具計算該群樣本的抬升速率最佳解，各區域藉由階地的古海岸線角高度推算年代均透過此方法求得之速率。

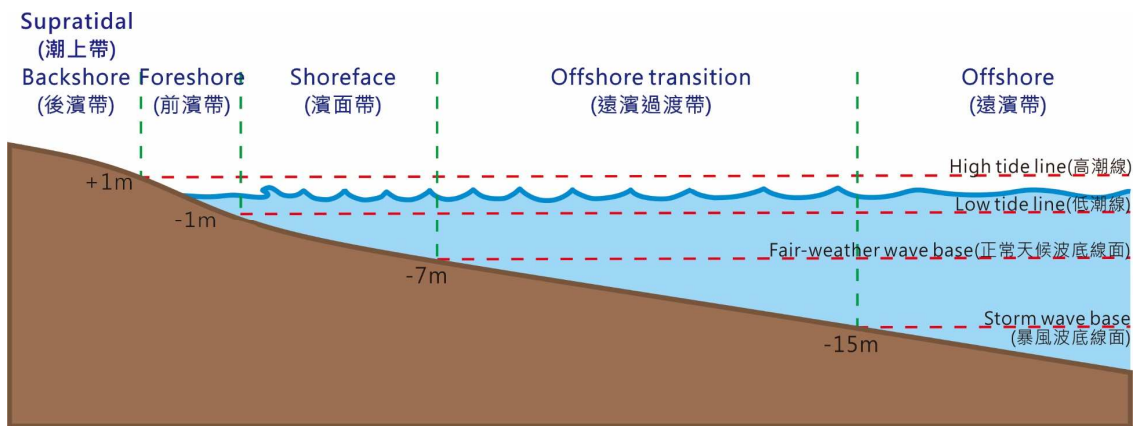


圖 3-5、古環境深度示意圖。

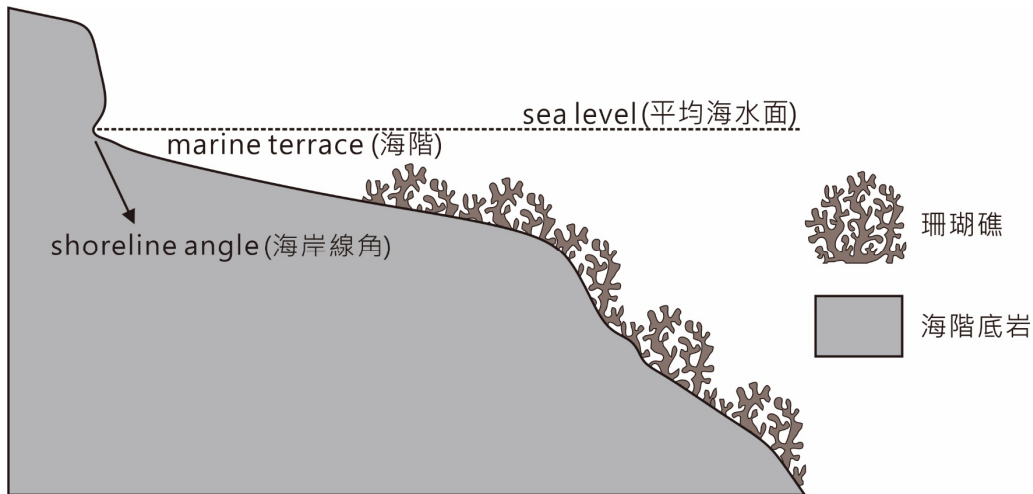


圖 3-6、現地珊瑚高度示意圖。本研究採集位於海階面上的現地珊瑚樣本，並將該珊瑚生長年代的海水面高度定於該海階的古海岸線角高度。若該階面上有複數個定年結果，本研究選擇最年輕的年代結果，其年代將會最接近階面形成的時間。圖片引用自陳思婷 (2018)。



3.5.3 相對海水面變化

利用海水面變化曲線與各區域的地殼抬升速率，本研究繪製各區域的相對海水面變化曲線，結果如圖 3-7 所示。在此變化曲線中，縱軸的 0 公尺代表現今海水面高度，最底部的 0 mm/yr 為臺灣區域過去兩萬年的絕對海水面高度變化，之上的其它線段代表套疊不同的區域抬升速率所計算的海水面高度變化值。相對海水面變化曲線的斜率可表示海水面與區域抬升速率之間的關係，若斜率為零、線段近乎呈現水平，代表該時間點海水面變動速率與區域構造抬升速率相似，海水面高度維持穩定；若曲線斜率為正，代表海面上升速率大於區域抬升速率，全區呈現相對海進 (Relative transgression) 狀態；若曲線斜率為負，海面上升速率小於區域抬升速率，則區域呈現相對海退 (Relative regression) 環境。利用相對海水面變化曲線可展現在同樣的時間區段下，不同的區域抬升速率將會造成不同步的海岸線前進與後退，以及各區域的海階形成機制與沉積物堆疊方式，詳細討論將會於 5.2 節呈現。

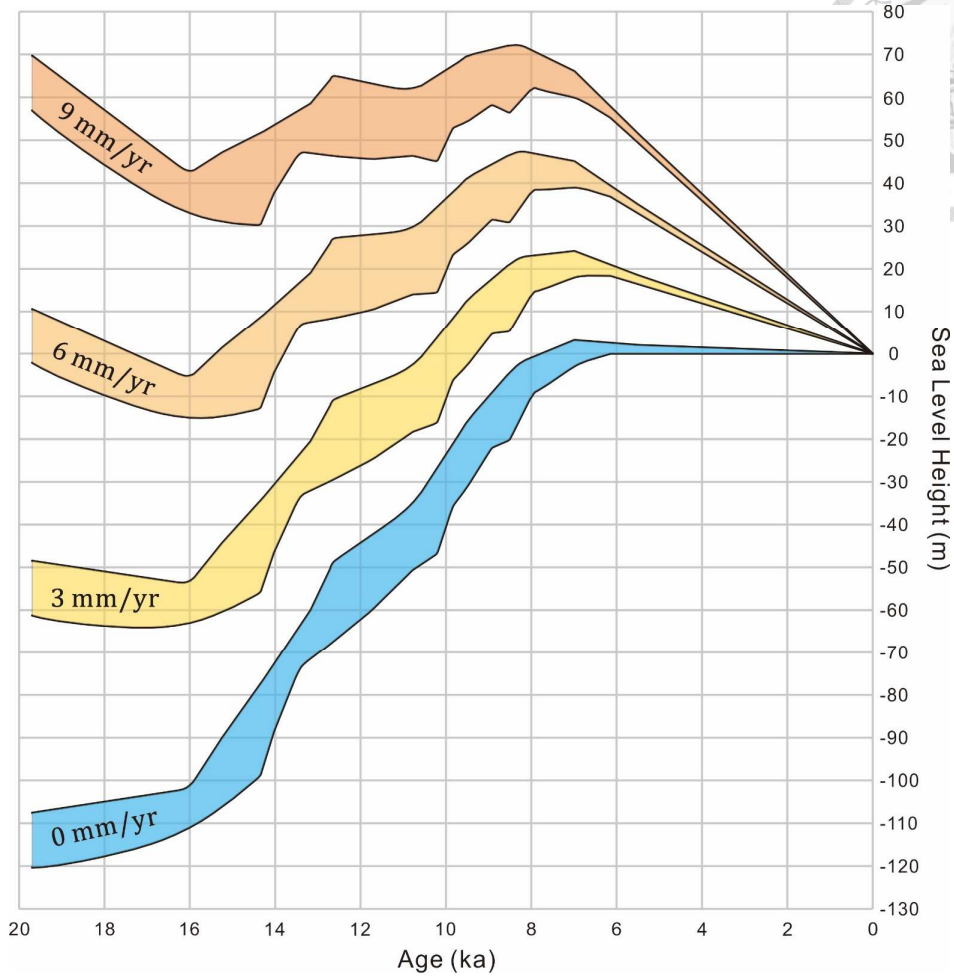
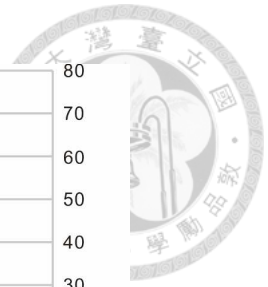


圖 3-7、相對海水面變化曲線。縱軸的 0 公尺代表現今海水面高度，底部 0 mm/yr 的藍色曲線為過去兩萬年來臺灣區域的絕對海水面變化（圖 3-4），之上的各曲線為套疊不同的抬升速率所產生的相對海水面變化。以 6 mm/yr 的橘色曲線為例，在 16 ka 時原始海水面高度約低於現今海水面 110-100 公尺，經過 6 mm/yr 抬升至今，該古海岸線位置將會抬升至低於今日海水面 5-15 公尺處。

第四章 結果



4.1 地形特徵

4.1.1 地形總論

花東海岸的階地系統依據地形成因可分類為海階、扇階與河階。本研究區域中，海階呈現西高東低、高度向海側漸次下降的階梯狀形貌，平行於海岸線分布。扇階分布於山麓前緣，以河流出口為中心成扇狀分布，覆蓋於海階之上。河階則侵蝕於海階或扇階之上，呈現細長的條帶狀，平行分布於河流兩側。除了在巨視尺度上地形相互堆疊的關係外，野外露頭沉積層序的改變同樣顯示相似的地形演化歷史。大部分的露頭剖面，沿著海岸線分布的低位海階，海階底岩面之上可觀察到淘選良好、磨圓度高的薄層海灘礫石層或海灘砂層。高位海階的海階底岩面之上海灘沉積層分布零星，轉而覆蓋淘選不佳、礫石呈角狀到次角狀、基質支持的沖積扇沉積層，或具有明顯層理、但礫石同樣呈現角狀到次角狀，屬於顆粒支持的河流沉積層。低位與高位海階的沉積層差異顯示海階在抬升上陸後將會快速的被沖積扇與河流沉積物侵蝕、覆蓋。

4.1.2 海階地形特性

雖然受到厚層陸緣沉積物的覆蓋，但花東海階的各項因子，包括線形崖、海階底岩面、古海岸線角與海灘沉積物仍然可以透過地形特徵或河流剖面觀察。以下簡介組成花東海階的各項因子與其特性。

(1) 海階底岩與底岩高度

本研究區域海階底岩的類型多元，這些在全新世生成的海階將會侵蝕於原始的岩盤面或老的沉積層上，形成明顯的不整合面，並堆積年輕的海灘沉積層。區域



中的原始岩盤岩性包括都鑾山層、蕃薯寮層與八里灣層，老的沉積層則包含 16-8 ka 時隨著海水面持續上升所堆積的海相沉積物，以及在 10-8 ka 來自陸緣的大量沖積扇沉積層（圖 4-1）。

觀察鄰近於海岸線、年輕的低位海階，大部分海階底岩面之上的海灘沉積物厚度薄，通常小於一公尺（圖 4-2A）。此現象代表海階生成時海灘沉積物缺乏空間堆積，容積空間（accommodation space）甚小，古海面高度應與海階底岩面高度相似。因此本研究將所量測到古海岸線角與海階底岩面高度視作古海面高度，藉以進行抬升速率的計算、並當作階地分階與側向對比的依據。

(2) 海階上覆沉積物

花東海階底岩面上覆的沉積物類型可分為兩類，階面生成時受海水影響所沉積的海相沉積層與海階抬升上陸後沉積的陸相沉積物。在本研究區域中海相沉積層包括海灘礫石層、海灘砂層、湖泊、沼澤相泥層與珊瑚礁體，陸相沉積物包含沖積扇沉積層與河流沉積層（圖 4-2）。

灘礫石層與海灘砂層為淘選良好（well sorted）、磨圓度高（well rounded）的沉積層。此沉積層除了接收來自海岸山脈的火成岩與沉積岩以外，同時也會沉積經沿岸流搬運而來的中央山脈變質岩，因此可以觀察到沉積層內同時夾雜有安山岩、變質砂岩、大理岩與片岩的礫石顆粒。海灘礫石與海灘砂層間夾有的貝殼碎片與碳屑樣本皆是良好的定年材料。

湖泊與沼澤相泥層主要由青灰色的泥質沉積物組成，層內缺乏沉積構造與生物化石、也沒有生痕化石，顯示該沉積層在沉積時屬於安定的環境。沼澤相泥層因為未受擾動，呈現還原狀態，有機會保存植物碎片與碳屑可供定年。

珊瑚礁體主要生長於堅硬的岩盤之上，除了石梯坪、大港口與膽曼等具有都鑾山層基盤的區域分布有豐富的珊瑚礁體以外，長濱區域的沿海露頭顯示在海灘礫



圖 4-1、海階底岩類型。A：都鑾山層。B：蕃薯寮層。C：八里灣層水璉礫岩段。
D：八里灣層。E：海進沉積層。F：沖積扇沉積層。

石層所組成的硬質基盤亦可以生長珊瑚礁。除了珊瑚礁體以外，與珊瑚共生，附著於珊瑚之上的貝殼樣本也是良好的定年素材。

沖積扇沉積層淘選不佳 (poorly sorted)，層內同時混雜角狀到次角狀 (angular to sub-angular) 的礫石與大量的泥岩基質，呈現基質支持 (matrix-supported) 狀態。沖積扇的礫石受控於沉積物來源海岸山脈，主要由都鑾山層的安山岩組成。沉積



時，隨著大量沉積物向下崩移，將會捲入大量的植物，同時且若沉積當時有沖入海內，則海相化石也會混雜入沉積層內，成為良好的定年素材。

河流沉積層主要由淘選良好的礫石層、砂層相互穿插組成，層內的礫石與沖積扇沉積層相似，同樣呈現角狀到次角狀，顆粒也以安山岩為主，缺乏變質岩礫石，但河流沉積層內缺乏泥質基質，沉積物呈現顆粒支持（clast-supported）的狀態。

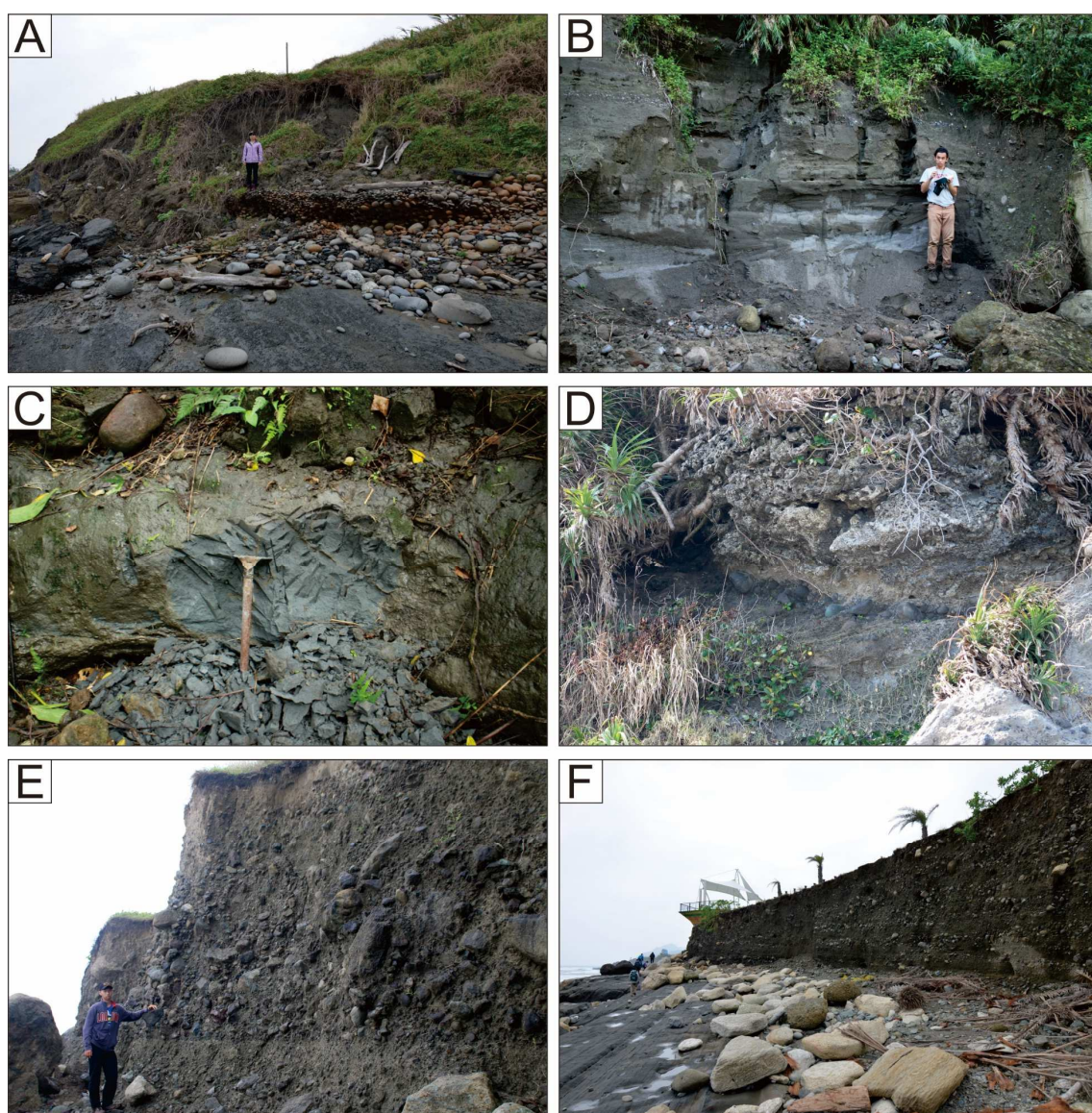


圖 4-2、海階上覆沉積物類型。A：海灘礫石層。B：海灘砂層。C：沼澤相泥層。D：珊瑚礁體。E：沖積扇沉積層。F：河流沉積層。




(3) 海階崖與地形崖

相鄰兩時期形成的海階，其底岩面之間的陡坡稱為海階崖 (terrace riser)，地形面之間的陡坡稱為地形崖 (scarp)。海階崖之下的古海岸線角指示古海水面的位置，兩個古海岸線角之間的高度差會相近於海階崖的高度，代表該海階的相對抬升量。海階抬升上陸後將會受到沖積扇的崩積或河流堆積，進而改變地形面高度，故地形崖的高度並不能指示海階的相對抬升量。本研究區域，大部分的海階面皆被後期的陸相沉積物覆蓋，地形圖中觀察到的階崖皆為地形崖，海階崖資料稀少。但經由野外調查量測的底岩與海階崖高度資料顯示，大部分有觀察到海階崖的位置，地形上也會存在地形崖，顯示地形崖應與海階崖相關，兩者同樣受到海浪侵蝕所生成。故在缺乏露頭資料的區域，地形崖的分布將是海階分階重要的參考依據。

(4) 古海岸線角高度與高度差

透過古海岸線角所量測的海階抬升量將同時受控於陸地抬升與海水面的升降。花東海階生成於八千年以來，在這個時間區段內海水的高度變化小，海水面在七千年前到達頂峰、高於現今海水面 2-3 公尺後便緩慢下降，直至今日 (圖 3-4)，故海水面的下降對於花東海階生成貢獻不大，古海岸線角所記錄的高度變化應主控於構造抬升。單一古海岸線角的高度代表該階地所受到的同震抬升與間震變形的抬升量，相鄰的兩期海階其古海岸線角高度差則代表一個階地生成事件、相近於一個地震周期的構造抬升量。

南段研究區域，從八仙洞至小港地區，透過地形崖可以區分出五期的主要海階，其古海岸線角高度差大，約 5-10 公尺。海階底岩高度的變化顯示在這些高差大的海階中存在高差小的海階，代表單一個大海階面的形成過程中存在小的抬升事件，海階面的生成與古海岸線角的高度乃是由多次抬升事件所組成，而非單一的構造抬升量；單一事件的抬升量則要經由小海階的海階崖高度來取得。



綜合考慮海階崖與地形崖分布、海階底岩面與古海岸線角高度，以及階地的年代資料（表 4-1、表 4-2），本研究將研究區域的海階系統分為兩群，嶺頂至樟原共可觀察到六期海階，由老至年輕依序命名為 T6 至 T1；八仙洞至小港地區可見到五期的海階，由老至年輕命名為 TV-TI，南北兩區的海階地形又依照區域抬升速率的不同可各自劃分小區，以下簡介各區域的階地產狀。

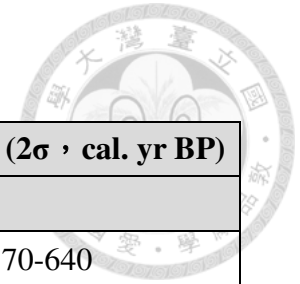


表 4-1、本研究定年樣本資訊。

樣本編號	採樣位置 TWD97	定年材料/沉積環境	採樣高程 (m)	實驗室樣本編號	年代 (yr BP)	校正年代* (2σ, cal. yr BP)
磯崎						
CC-01	(306335, 2621845)	鑽孔貝/潮間帶	2.7	Beta - 436670	1280 ± 30	870-640
CC-02	(306395, 2621806)	貝殼/海灘	3.6	NTUAMS-2908	1119 ± 8	670-520
綠野						
LY-01	(303684, 2609083)	碳屑/海灘砂	10.3	Beta - 437914	8750 ± 30	9890-9600
LY-02	(303684, 2609083)	碳屑/海灘砂	10.3	NTUAMS-2910	8954 ± 57	10230-9910
LY-03	(303660, 2608991)	木頭/沖積扇	10.5	Beta - 436674	8700 ± 40	9880-9540
LY-04	(303644, 2608972)	古土壤/陸相	13.0	Beta - 436675	3380 ± 30	3690-3570
LY-05	(303614, 2608637)	碳屑/湖泊	8.5	Beta - 436677	8900 ± 30	10170-9910
大港口						
KK-01	(301819, 2597197)	貝殼/珊瑚礁體	15.0	Beta - 436665	4960 ± 30	5300-4970
KK-02	(301819, 2597197)	貝殼/珊瑚礁體	15.0	NTUAMS-2906	4947 ± 52	5310-4910
八仙洞						
BSC-01	靈岩洞	碳屑/海灘砂	17.6	NTUAMS-4400-1	2469 ± 21	2710-2440
BSC-02	靈岩洞	碳屑/海灘砂	17.6	NTUAMS-4401-1	2389 ± 19	2470-2350
BSC-03	靈岩洞	碳屑/海灘砂	17.6	NTUAMS-4402-1	2424 ± 32	2700-2350
BSC-04	觀音洞	碳屑/海灘砂	18.1	NTUAMS-4404-2	2476 ± 32	2720-2380
BSC-05	(298478, 2587904)	碳屑/海灘砂	31.7	NTUAMS-4406-1	8868 ± 124	10230-9570

樣本編號	採樣位置 TWD97	定年材料 (沉積環境)	採樣高程 (m)	實驗室樣本編號	年代 (yr BP)	校正年代* (2σ, cal. yr BP)
大俱來-真柄						
DJL-01	(297930, 2586129)	碳屑/潟湖	36.8	NTUAMS-4408-1	5195 ± 73	6180-5750
DBL-01	(298038, 2585520)	珊瑚破片/近濱	16.6	NTUAMS-3817-1	10394 ± 134	11920-11000
SCW-01	(297379, 2583238)	碳屑/海灘砂	34.0	NTUAMS-4409-1	4981 ± 67	5890-5600
ZB-01	(296188, 2582569)	碳屑/湖泊	86.0	NTUAMS-4571-1	7201 ± 131	7860-7330
長濱						
CP-01	(297591, 2580700)	貝殼/海灘砂	7.1	Beta - 436666	8800 ± 30	9490-9230
CP-02	(297539, 2579965)	貝殼/珊瑚礁體	9.1	Beta - 417906	4490 ± 30	4770-4400
CP-03	(297225, 2579138)	珊瑚/生長位置	6.5	Beta - 417905	1420 ± 30	980-720
CP-04	(297614, 2580469)	木頭/遠濱	1.5	Beta - 417907	7700 ± 30	8540-8420
CP-05	(297148, 2579048)	木頭/遠濱	2.0	Beta - 417904	7710 ± 30	8550-8420
石雨傘-小港						
SYS-01	(290610, 2564531)	鑽孔貝/潮間帶	40.0	NTUAMS-3816-1	7731 ± 97	8330-7880
SYS-02	(290721, 2564489)	鑽孔貝/潮間帶	40.0	NTUAMS-3570	8148 ± 77	8770-8320
SYS-03	(290834, 2564028)	貝殼/海灘	29.0	NTUAMS-3143-2	4767 ± 49	5130-4700
XG-01	(291170, 2562764)	鑽孔貝/潮間帶	19.0	NTUAMS-4411	3858 ± 53	3880-3500
XG-02	(290746, 2562506)	鑽孔貝/潮間帶	33.0	NTUAMS-4412-1	7328 ± 110	7930-7480
XG-03	(291235, 2562308)	貝殼/海灘	13.0	NTUAMS-4413-1	2843 ± 39	2670-2320

* 海相化石年代校正之 $\Delta R=101\pm 49$ (Yoneda *et al.*, 2007)。



表 4-2、研究區域定年樣本資訊與長期抬升速率。

地區	樣本編號	採樣位置 TWD97	材料	沉積環境	年代 (yr BP)	校正年代# (2σ) (cal. yr BP)	採樣 高程 (m)	古環境 深度 (m)	古海面 高度 (m)	長期 抬升速率 (mm/yr)	資料 來源
大坑	DK-01	(311499, 2643864)	鈣質藻	生長狀態	6690 ± 45	7250-6940	17.5	2 ~ -2	3.1 ~ -4.7	3.3 ~ 1.8	F
磯崎	CC-01	(306335, 2621845)	鑽孔貝	潮間帶	1280 ± 30	870-640	2.7	1 ~ -1	0.4 ~ 0.0	5.8 ~ 1.5	本研究
	CC-02	(306395, 2621806)	貝殼	海灘	1119 ± 8	670-520	3.6	1 ~ -1	0.3 ~ 0.0	8.8 ~ 3.3	本研究
	CC-03	(306309, 2621854)	鑽孔貝	潮間帶	1200 ± 60	810-520	3.3	1 ~ -1	0.3 ~ 0.0	8.3 ~ 2.3	H
	CC-04	(306309, 2621854)	鑽孔貝	潮間帶	1409 ± 39	970-710	3.3	1 ~ -1	0.4 ~ 0.0	6.1 ~ 1.9	H
	CC-05	(306309, 2621854)	鑽孔貝	潮間帶	1361 ± 42	920-680	3.8	1 ~ -1	0.4 ~ 0.0	7.1 ~ 2.6	H
	CC-06	(306309, 2621854)	鑽孔貝	潮間帶	1354 ± 38	920-680	3.8	1 ~ -1	0.4 ~ 0.0	7.1 ~ 2.6	H
新社	SH-01	(305409, 2617964)	漂木	沖積扇	1000 ± 30	970-800	4.0	-	-	-	H
	SH-02	(305409, 2617964)	漂木	沖積扇	760 ± 75	900-560	5.0	-	-	-	H
	SH-03	(305409, 2617964)	漂木	沖積扇	830 ± 80	920-670	4.0	-	-	-	H
	SH-04	(305349, 2617124)	漂木	沖積扇	820 ± 50	900-670	5.0	-	-	-	H
	SH-05	(305349, 2617124)	漂木	沖積扇	970 ± 35	950-790	5.5	-	-	-	F
	SH-06	(305349, 2617124)	漂木	沖積扇	1040 ± 40	1060-830	5.2	-	-	-	F
	SH-07	(305319, 2616694)	漂木	沖積扇	3440 ± 50	3830-3580	3.0	-	-	-	G
	SH-08	(305189, 2616684)	漂木	沖積扇	3550 ± 40	3960-3710	8.0	-	-	-	M
	SH-09	(305129, 2616674)	漂木	沖積扇	3690 ± 120	4410-3720	4.0	-	-	-	E

地區	樣本編號	採樣位置 TWD97	材料	沉積環境	年代 (yr BP)	校正年代# (2σ) (cal. yr BP)	採樣 高程 (m)	古環境 深度 (m)	古海水面 高度 (m)	長期 抬升速率 (mm/yr)	資料 來源
新社	SH-10	(305229, 2616674)	漂木	沖積扇	3560 ± 40	3970-3720	5.5	-	-	-	N
	SH-11	(305249, 2616674)	漂木	沖積扇	3540 ± 50	3930-3690	4.0	-	-	-	H
	SH-12	(305199, 2616674)	漂木	沖積扇	3470 ± 40	3840-3640	2.0	-	-	-	I
	SH-13	(305199, 2616674)	漂木	沖積扇	3540 ± 50	3970-3690	1.0	-	-	-	H
	SH-14	(305219, 2616674)	漂木	沖積扇	3500 ± 30	3860-3650	5.0	-	-	-	I
	SH-15	(305219, 2616674)	漂木	沖積扇	3510 ± 40	3890-3650	8.5	-	-	-	M
綠野	LY-01	(303684, 2609083)	碳屑	海灘砂	8750 ± 30	9890-9600	10.3	1 ~ -1	-17 ~ -37	4.9 ~ 2.8	本研究
	LY-02	(303684, 2609083)	碳屑	海灘砂	8954 ± 57	10230-9910	10.3	1 ~ -1	-23 ~ -47	5.7 ~ 3.2	本研究
	LY-03	(303660, 2608991)	木頭	沖積扇	8700 ± 40	9880-9540	10.5	-	-	-	本研究
	LY-04	(303644, 2608972)	古土壤	陸相	3380 ± 30	3690-3570	13.0	-	-	-	本研究
	LY-05	(303614, 2608637)	碳屑	湖泊	8900 ± 30	10170-9910	8.5	-	-	-	本研究
	LY-06	(303399, 2607874)	漂木	沖積扇	8340 ± 140	9550-9000	7.0	-	-	-	C
	LY-07	(303399, 2607874)	漂木	沖積扇	8983 ± 56	10240-9920	2.0	-	-	-	I
大灣	DW-01	(301789, 2603394)	漂木	沖積扇	10460 ± 60	12560-12110	5.0	-	-	-	M
	DW-02	(301789, 2603394)	漂木	沖積扇	10250 ± 50	12360-11760	7.0	-	-	-	I
	DW-03	(301789, 2603394)	漂木	近濱	10400 ± 60	12530-12040	0.5	-	-	-	I
石門	SM-01	(301449, 2602394)	藤湖	生長位置	1040 ± 100	710-320	5.2	3 ~ 1	0.2 ~ 0.0	13.1 ~ 2.6	D

地區	樣本編號	採樣位置 TWD97	材料	沉積環境	年代 (yr BP)	校正年代# (2σ) (cal. yr BP)	採樣 高程 (m)	古環境 深度 (m) *	古海水面 高度 (m)	長期 抬升速率 (mm/yr)	資料 來源
石門	SM-02	(301449, 2602394)	貝殼	生長位置	1354 ± 39	920-680	5.2	3 ~ 1	0.4 ~ 0.0	6.2 ~ 1.9	H
石梯坪	STP-01	(302249, 2598814)	珊瑚	生長位置	1800 ± 300*	2100-1500	5.5	6.5 ^{\$}	0.6 ~ 0.0	≥ 4.3 ~ 2.7	B
	STP-02	(302269, 2598794)	貝殼	生長位置	2450 ± 170	2400-1540	5.0	-	-	-	L
	STP-03	(302069, 2598744)	珊瑚	生長位置	3930 ± 100	4080-3490	15.0	-	-	-	C
	STP-04	(302069, 2598744)	珊瑚	生長位置	3760 ± 100	3860-3320	15.0	-	-	-	C
	STP-05	(302069, 2598744)	珊瑚	生長位置	3690 ± 100	3780-3220	15.0	-	-	-	C
	STP-06	(302069, 2598744)	貝殼	生長位置	3560 ± 100	3610-3040	15.0	15.0 ^{\$}	1.2 ~ 0.0	≥ 4.9 ~ 3.8	C
	STP-07	(302069, 2598744)	珊瑚	生長位置	3571 ± 40	3510-3180	17.4	18.0 ^{\$}	1.2 ~ 0.0	≥ 5.7 ~ 4.8	N
	STP-08	(302219, 2598734)	珊瑚	生長位置	3070 ± 390	3690-1780	8.6	-	-	-	N
	STP-09	(302379, 2598714)	珊瑚	生長位置	1910 ± 70	1540-1190	0.5	2.7 ^{\$}	0.5 ~ 0.0	≥ 2.3 ~ 1.3	N
	STP-10	(302379, 2598664)	珊瑚	生長位置	1700 ± 350*	2050-1350	2.7	-	-	-	B
	STP-11	(302379, 2598664)	珊瑚	生長位置	1200 ± 300*	1500-900	2.7	2.7 ^{\$}	0.4 ~ 0.0	≥ 3.0 ~ 1.4	B
	STP-12	(302189, 2598474)	珊瑚	生長位置	5100 ± 600*	5700-4500	22.0	26.8 ^{\$}	1.7 ~ 0.0	≥ 6.0 ~ 4.3	B
	STP-13	(302189, 2598474)	珊瑚	生長位置	4300 ± 350*	4650-3950	20.0	20.0 ^{\$}	1.5 ~ 0.0	≥ 5.1 ~ 3.9	B
大港口	KK-01	(301819, 2597197)	貝殼	珊瑚礁體	4960 ± 30	5300-4970	15.0	-	-	-	本研究
	KK-02	(301819, 2597197)	貝殼	珊瑚礁體	4947 ± 52	5310-4910	15.0	-	-	-	本研究
	KK-03	(301959, 2597374)	珊瑚	生長位置	1610 ± 40	1210-930	4.2	6.5 ^{\$}	0.5 ~ 0.0	≥ 7.0 ~ 4.9	F

地區	樣本編號	採樣位置 TWD97	材料	沉積環境	年代 (yr BP)	校正年代 [#] (2σ) (cal. yr BP)	採樣 高程 (m)	古環境 深度 (m)	古海水面 高度 (m)	長期 抬升速率 (mm/yr)	資料 來源
八仙洞	BSC-01	靈岩洞	碳屑	海灘砂	2469 ± 21	2710-2440	17.6	1 ~ -1	1.0 ~ 0.0	7.6 ~ 5.8	本研究
	BSC-02	靈岩洞	碳屑	海灘砂	2389 ± 19	2470-2350	17.6	1 ~ -1	1.0 ~ 0.0	7.9 ~ 6.3	本研究
	BSC-03	靈岩洞	碳屑	海灘砂	2424 ± 32	2700-2350	17.6	1 ~ -1	1.0 ~ 0.0	7.9 ~ 5.8	本研究
	BSC-04	觀音洞	碳屑	海灘砂	2476 ± 32	2720-2380	18.1	1 ~ -1	1.0 ~ 0.0	8.0 ~ 5.9	本研究
	BSC-05	(298478, 2587904)	碳屑	海灘砂	8868 ± 124	10230-9570	31.7	1 ~ -1	-18 ~ -48	8.4 ~ 5.3	本研究
	BSC-06	潮音洞	碳屑	海灘砂	5240 ± 260	6620-5330	35.0	1 ~ -1	1.9 ~ -1.4	6.8 ~ 4.7	A
	BSC-07	潮音洞	碳屑	海灘砂	5340 ± 260	6720-5790	36.0	1 ~ -1	2.2 ~ -1.7	6.4 ~ 4.8	A
	BSC-08	潮音洞	碳屑	海灘砂	4970 ± 250	6280-5050	37.0	1 ~ -1	1.8 ~ -0.3	7.5 ~ 5.3	A
	BSC-09	潮音洞	碳屑	海灘砂	4870 ± 300	6280-4860	36.0	1 ~ -1	1.8 ~ -0.3	7.6 ~ 5.2	A
大俱來	DJL-01	(297930, 2586129)	碳屑	沼澤	5195 ± 73	6180-5750	36.8	-	-	-	本研究
大壩 來溪	DBL-01	(298038, 2585520)	珊瑚塊	近濱	10394 ± 134	11920-11000	16.6	-1 ~ -7	-37 ~ -55	7.1 ~ 4.6	本研究
	DBL-02	(297589, 2585594)	漂木	沖積扇	5257 ± 41	6180-5930	70.0	-	-	-	H
	DBL-03	(297899, 2585564)	漂木	沖積扇	5070 ± 50	5920-5660	42.0	-	-	-	E
	DBL-04	(297239, 2585564)	漂木	沖積扇	5370 ± 110	6390-5920	120.0	-	-	-	H
	DBL-05	(297529, 2585504)	漂木	沖積扇	5050 ± 80	5930-5610	80.0	-	-	-	H
三間屋	SCW-01	(297379, 2583238)	碳屑	海灘砂	4981 ± 67	5890-5600	34.0	1 ~ -1	2.4 ~ 0.0	6.3 ~ 5.2	本研究
	SCW-02	(298109, 2583724)	漂木	沖積扇	1050 ± 40	1060-920	4.0	-	-	-	E

地區	樣本編號	採樣位置 TWD97	材料	沉積環境	年代 (yr BP)	校正年代# (2σ) (cal. yr BP)	採樣 高程 (m)	古環境 深度 (m)	古海水面 高度 (m)	長期 抬升速率 (mm/yr)	資料 來源
三間屋	SCW-03	(298109, 2583724)	漂木	沖積扇	935 ± 40	930-760	3.8	-	-	-	F
	SCW-04	(297399, 2583534)	漂木	沖積扇	5230 ± 30	6170-5920	28.0	-	-	-	E
	SCW-05	(297399, 2583534)	漂木	沖積扇	5210 ± 50	6180-5900	25.0	-	-	-	I
真柄	ZB-01	(296188, 2582569)	碳屑	湖泊	7201 ± 131	7860-7330	86.0	-	-	-	本研究
	ZB-02	(295369, 2583174)	漂木	沖積扇	7883 ± 50	8980-8560	140.0	-	-	-	G
長濱	CP-01	(297591, 2580700)	貝殼	海灘	8800 ± 30	9490-9230	7.1	-	-	-	本研究
	CP-02	(297539, 2579965)	貝殼	海灘	4490 ± 30	4770-4400	9.1	-	-	-	本研究
	CP-03	(297225, 2579138)	珊瑚	生長位置	1420 ± 30	980-720	6.5	1 ~ -1	0.4 ~ 0.0	10.4 ~ 5.1	本研究
	CP-04	(297614, 2580469)	木頭	遠濱	7700 ± 30	8540-8420	1.5	-	-	-	本研究
	CP-05	(297148, 2579048)	木頭	遠濱	7710 ± 30	8550-8420	2.0	-	-	-	本研究
	CP-06	(297619, 2580814)	漂木	遠濱	7820 ± 50	8760-8460	6.0	-	-	-	E
	CP-07	(297589, 2580384)	珊瑚	生長位置	3000 ± 70	2850-2400	8.5	-	-	-	K
	CP-08	(297589, 2580384)	珊瑚	生長位置	2930 ± 50	2730-2370	8.5	-	-	-	F
	CP-09	(297179, 2579064)	貝殼	沖積扇	9250 ± 120	10200-9540	4.0	-	-	-	K
	CP-10	(297179, 2579064)	貝殼	沖積扇	9300 ± 110	10240-9590	4.0	-	-	-	K
	CP-11	(297179, 2579064)	貝殼	沖積扇	8890 ± 60	9610-9270	4.3	-	-	-	F
	CP-12	(296309, 2579054)	貝殼	沖積扇	8930 ± 60	9670-9310	11.2	-	-	-	F

地區	樣本編號	採樣位置 TWD97	材料	沉積環境	年代 (yr BP)	校正年代# (2σ) (cal. yr BP)	採樣 高程 (m)	古環境 深度 (m)	古海面 高度 (m)	長期 抬升速率 (mm/yr)	資料 來源
長濱 岩心	CP-13	(296219, 2579834)	泥碳	湖泊	6240 ± 60	7270-6980	65.7	-	-	-	G
	CP-14	(296219, 2579834)	植物	沼澤相	6380 ± 43	7420-7250	64.2	-	-	-	H
	CP-15	(296219, 2579834)	泥碳	沼澤相	6730 ± 60	7680-7490	63.5	-	-	-	G
	CP-16	(296219, 2579834)	貝殼	沖積扇 (遠濱)	10306 ± 58	11450-10990	16.4	-	-	-	H
	CP-17	(296219, 2579834)	貝殼	海灘相	14164 ± 75	16820-16190	-1.2	1 ~ -1	-102 ~ -114	6.9 ~ 6.0	H
長濱 手鑽 岩心	CP-18	(296299, 2579814)	泥碳	沼澤相	5920 ± 60	6910-6570	65.1	-	-	-	H
	CP-19	(296299, 2579814)	泥碳	沼澤相	5720 ± 50	6640-6410	64.9	-	-	-	H
	CP-20	(296299, 2579814)	泥碳	沼澤相	6380 ± 60	7430-7180	64.0	-	-	-	H
	CP-21	(296299, 2579814)	植物	沼澤相	6820 ± 70	7820-7570	63.9	-	-	-	H
膽曼	DM-01	(292489, 2569305)	珊瑚	生長位置	5030 ± 50	5440-5030	32.0	32.0 ^{\$}	1.8 ~ 0.0	≥ 6.4 ~ 5.5	M
	DM-02	(292309, 2569265)	珊瑚	生長位置	9100 ± 401*	9500-8700	45.1	-	-	-	N
	DM-03	(292309, 2569265)	珊瑚	生長位置	7780 ± 40	8300-8000	45.0	45.0 ^{\$}	-0.9 ~ -16	≥ 7.3 ~ 5.7	M
	DM-04	(292509, 2569065)	貝殼	海灘	1970 ± 40	1550-1290	14.0	1 ~ -1	0.6 ~ 0.0	11.2 ~ 8.3	E
	DM-05	-	珊瑚	生長位置	3820 ± 115	3970-3350	19.5	20.1 ^{\$}	1.3 ~ 0.0	≥ 6.0 ~ 4.7	J
石雨傘	SYS-01	(290610, 2564531)	鑽孔貝	潮間帶	7731 ± 97	8330-7880	40.0	1 ~ -1	-0.5 ~ -16	7.2 ~ 4.7	本研究
	SYS-02	(290721, 2564489)	鑽孔貝	潮間帶	8148 ± 77	8770-8320	40.0	1 ~ -1	-2.7 ~ -21	7.1 ~ 5.0	本研究

地區	樣本編號	採樣位置 TWD97	材料	沉積環境	年代 (yr BP)	校正年代 [#] (2σ) (cal. yr BP)	採樣 高程 (m)	古環境 深度 (m)	古海水面 高度 (m)	長期 抬升速率 (mm/yr)	資料 來源
石雨傘	SYS-03	(290834, 2564028)	貝殼	海灘	4767 ± 49	5130-4700	29.0	1 ~ -1	1.7 ~ 0.0	5.1 ~ 4.6	本研究
	SYS-04	(290669, 2564435)	鑽孔貝	潮間帶	8220 ± 120	8970-8350	40.0	1 ~ -1	-3.0 ~ -23	7.1 ~ 5.0	K
	SYS-05	(290879, 2563995)	鑽孔貝	潮間帶	4960 ± 110	5440-4840	32.0	1 ~ -1	1.8 ~ 0.0	6.8 ~ 5.3	K
	SYS-06	(291179, 2563725)	鑽孔貝	潮間帶	1564 ± 37	1170-900	4.6	1 ~ -1	0.4 ~ 0.0	6.2 ~ 2.6	H
	SYS-07	(291179, 2563725)	鑽孔貝	潮間帶	1659 ± 37	1250-970	4.0	1 ~ -1	0.5 ~ 0.0	5.2 ~ 2.0	H
	SYS-08	(291179, 2563725)	鑽孔貝	潮間帶	1303 ± 39	890-650	3.8	1 ~ -1	0.4 ~ 0.0	7.4 ~ 2.6	H
	SYS-09	(291179, 2563725)	鑽孔貝	潮間帶	1379 ± 42	940-680	3.6	1 ~ -1	0.4 ~ 0.0	6.8 ~ 2.3	H
	SYS-10	(291179, 2563725)	鑽孔貝	潮間帶	1141 ± 36	700-510	3.0	1 ~ -1	0.3 ~ 0.0	7.8 ~ 2.3	H
	SYS-11	(291179, 2563725)	鑽孔貝	潮間帶	480 ± 35	1430-1250	0.5	1 ~ -1	0.6 ~ 0.0	1.2 ~ 0	H
小港	XG-01	(291170, 2562764)	鑽孔貝	潮間帶	3858 ± 53	3880-3500	19.0	1 ~ -1	1.3 ~ 0.0	5.7 ~ 4.3	本研究
	XG-02	(290746, 2562506)	鑽孔貝	潮間帶	7328 ± 110	7930-7480	33.0	1 ~ -1	0.9 ~ -10	5.6 ~ 4.1	本研究
	XG-03	(291235, 2562308)	貝殼	海灘	2843 ± 39	2670-2320	13.0	1 ~ -1	0.9 ~ 0.0	6.0 ~ 4.2	本研究

海相化石年代校正之 $\Delta R=101\pm 49$ (Yoneda *et al.*, 2007)。

* 由 U/Th 定年方法測得之樣本年代。

\$ 計算珊瑚抬升速率之古海岸線角高度。

以上定年資料引用自：A：宋文薰，1969；B：林久芳，1989；C：賴政國，1987；D：許民陽，1988；E：謝孟龍，1990；F：許民陽等人，1998；G：劉平妹與謝孟龍，2006；H：劉平妹與謝孟龍，2007；I：謝孟龍與劉平妹，2010；J：Hsu *et al.*, 1973；K：Liew *et al.*, 1993；L：Vita-Finzi and Lin, 1998；M：Hsieh *et al.*, 2004；N：Yamaguchi and Ota, 2004。



4.2 各區域海階產狀、定年樣本及對比結果

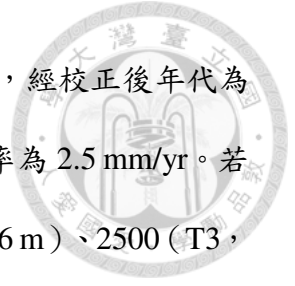
本節呈現各區域的海階產狀、階地沉積物定年資訊與階地分階成果。若單一階面上有複數個定年樣本，本研究取最年輕的年代資料當作階面年代，其他定年樣本則為再堆積的產物。各區域定年資料與露頭位置圖中所呈現的定年樣本皆已剔除再堆積產物，完整的定年樣本資訊呈現於表 4-2。

本研究主要透過海階底岩面的階面與階崖位置，搭配階地年代資料進行分階，在缺乏露頭資料的區域則參考地形崖位置分階。階地的側向對比則以年代資料為主要對比依據，若區域缺乏年代資料，除了透過長期抬升速率推估各階地的生成年代，在相同抬升速率的區域，其海階底岩面與古海岸線角高度也會存在相似性，同時海階崖與地形崖也會具有良好的延續性，上述的地形特徵皆為階地對比的重要依據。在階地對比與海階底岩面高度分布的資料中，若在溪流剖面與地形面上可以直接觀察到海階底岩面、海階崖與地形崖的出現，在圖中將以實線表示；若缺乏露頭資料或地形崖，推估的底岩高度分布與階崖位置則以虛線表示。各區域透過底岩高度資料所計算的海階底岩面坡度皆以灰色字體標示於底岩面之上。

4.2.1 嶺頂-鹽寮

本區域之基盤岩性，嶺頂地區為都鑾山層（圖 4-4A、B），大坑出現部分蕃薯寮層（圖 4-4C），大坑以南至鹽寮則以八里灣層水璉礫岩段為主（圖 4-4E）。區域內的海階非常窄，大部分階面寬度皆小於 100 公尺，最低階僅數公尺。沿海露頭除了鄰近大坑、海拔 13.1 公尺的海階可觀察到底岩面之上覆蓋 2-3 公尺厚的海灘礫石層（圖 4-4D），其餘海階底岩面之上皆覆蓋沙丘沉積物或陸相的河流沉積物與崩積層，未發現海相沉積物。

前人在海拔 17.5 公尺處採集一鈣質藻樣本（樣本 DK-01），經校正後年代為 7250-6940 cal. yr BP（許民陽等人，1998），計算的長期抬升速率為 2.5 mm/yr。若以此速率推算，此區域之四期海階生成年代分別為 1400（T2，3.6 m）、2500（T3，6.3 m）、4400（T5，11.0 m）、6200（T6，15.5 m）年前。



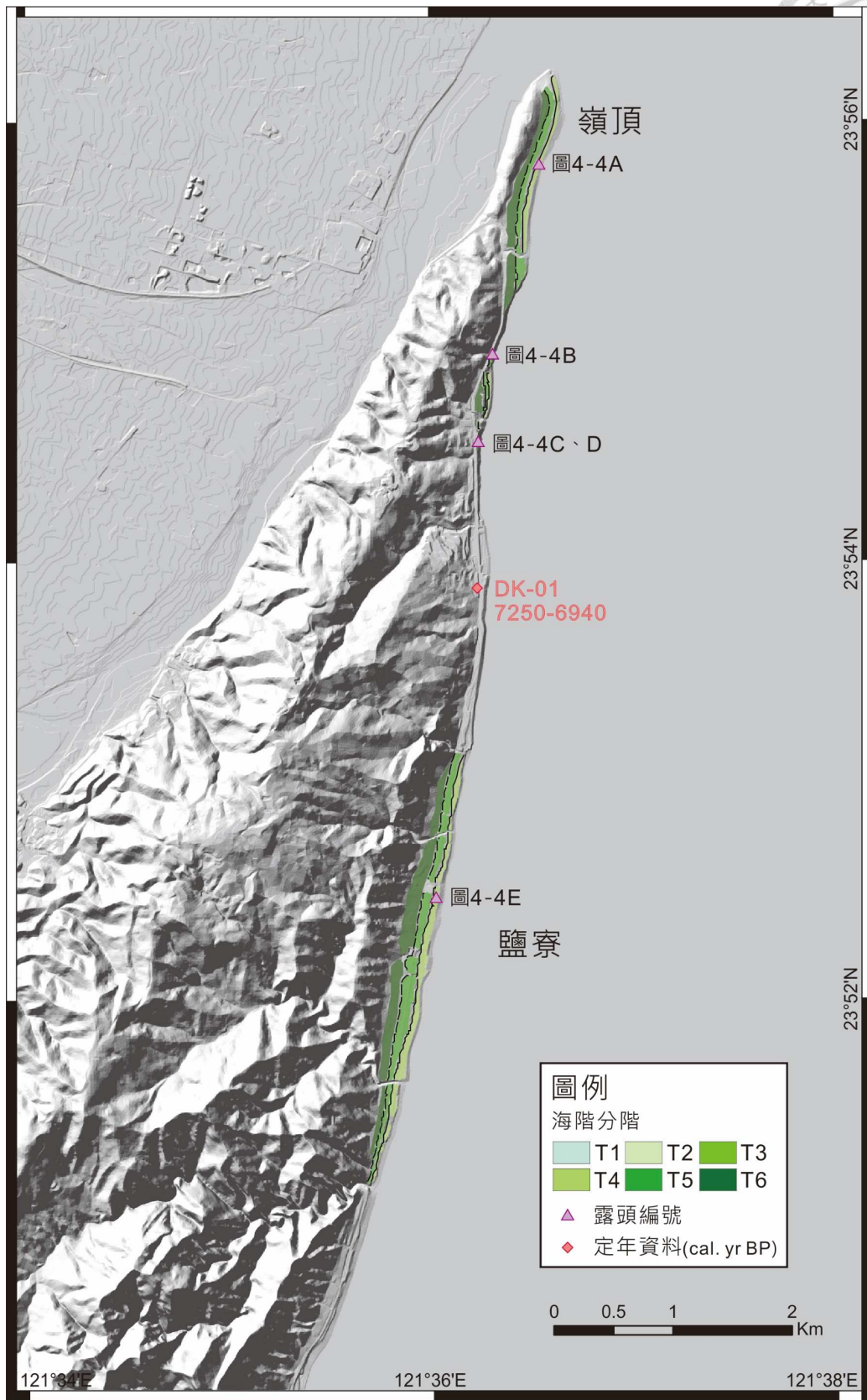


圖 4-3、嶺頂至鹽寮定年資料與露頭位置。



圖 4-4、嶺頂至鹽寮海階產狀。A：嶺頂海岸海拔 5.2 公尺之都鑾山層海階底岩面，在階地內緣可觀察到海灘礫石層。B：都鑾山層海階底岩面上覆蓋河流相沉積物。C、D：位於大坑、海拔 13.1 公尺的 T6 海階，底岩為蕃薯寮層，上覆厚層海灘礫石層。E：位於鹽寮的 T1 海階，底岩為八里灣層水璉礫岩。

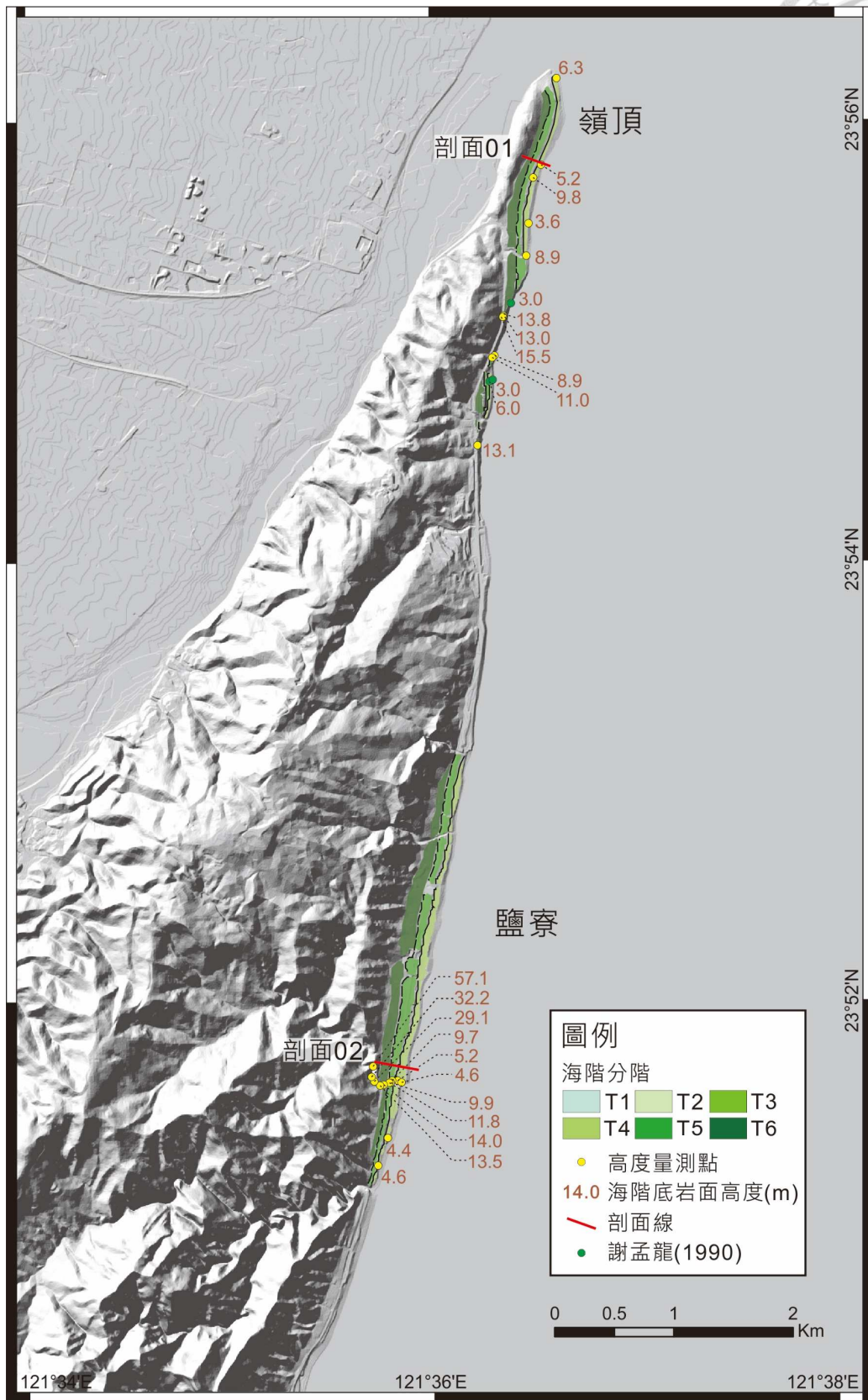


圖 4-5、嶺頂至鹽寮階地分布圖。

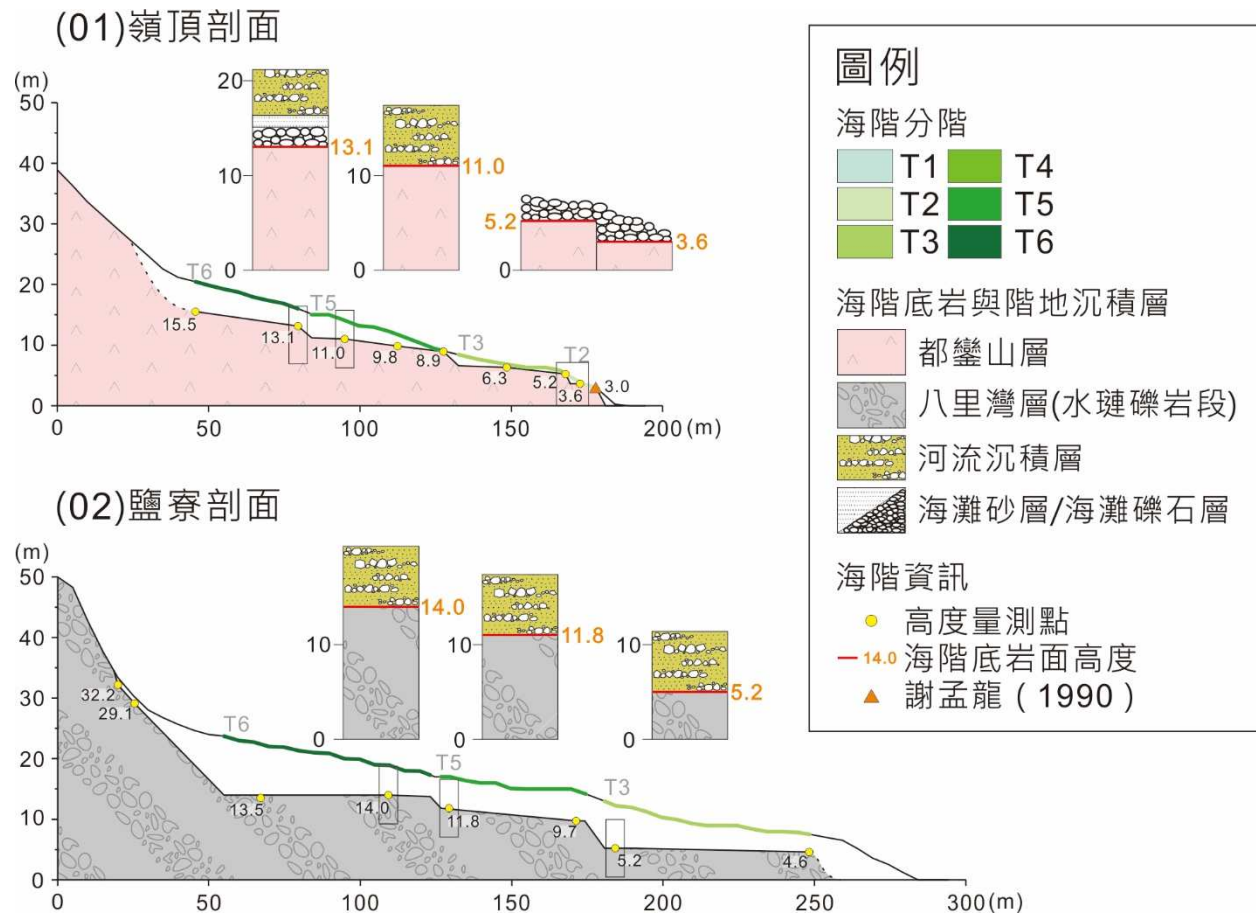


圖 4-6、剖面 01 與剖面 02，嶺頂與鹽寮剖面。除了嶺頂區域可在 T6 海階觀察到厚層的海灘礫石層外，其它海階上覆海灘沉積物皆非常薄，大部分階地皆被後期陸相沉積物覆蓋。



4.2.2 磯崎-豐濱

鹽寮以南至磯崎以北岩盤皆為都鑿山層，質地堅硬，海岸邊未呈現明顯海階地形。磯崎地區具有八里灣層崩落岩塊，受海水侵蝕後生成延續性不佳的低位小海階（圖 4-8A），被後期的沖積扇沉積層覆蓋。新社以南至豐濱的岩盤則轉為八里灣層，海階地形發育良好，除了可見 T1 至 T4 小海階零星散布於臨海區域外，T5 與 T6 海階範圍分布最廣，但海階面頂部同樣被 5-10 公尺厚的沖積扇與河流沉積層覆蓋，兩期階地間的地形崖不甚明顯，僅在永豐橋以南（圖 4-10，剖面 04）的小溪溝中可以觀察到底岩高度朝海岸線逐漸下降。此區域的海階底岩面上皆可觀察到明顯的海灘礫石層，厚度薄，僅數十公分至一公尺（圖 4-8E），唯 T6 海階上有觀察到厚度約 2-3 公尺的海灘砂層與海灘礫石層（圖 4-8F）。

本研究在磯崎地區，海拔 2.7 公尺的臨海低位海階的八里灣層底岩上採集鑽孔貝樣本，定年結果為 870-640 cal. yr BP（樣本 CC-01），與前人在此區域的鑽孔貝年代樣本結果相似（劉平妹與謝孟龍，2007）。運用此樣本進行區域抬升速率計算，長期抬升速率為 4.8 mm/yr。若以此速率估算，推測此區域的六期海階生成年代分別為 800（T1，3.8 m）、1500（T2，7.3 m）、2400（T3，11.5 m）、3400（T4，16.5 m）、4400（T5，21.0 m）、7100（T6，34.0 m）年前。

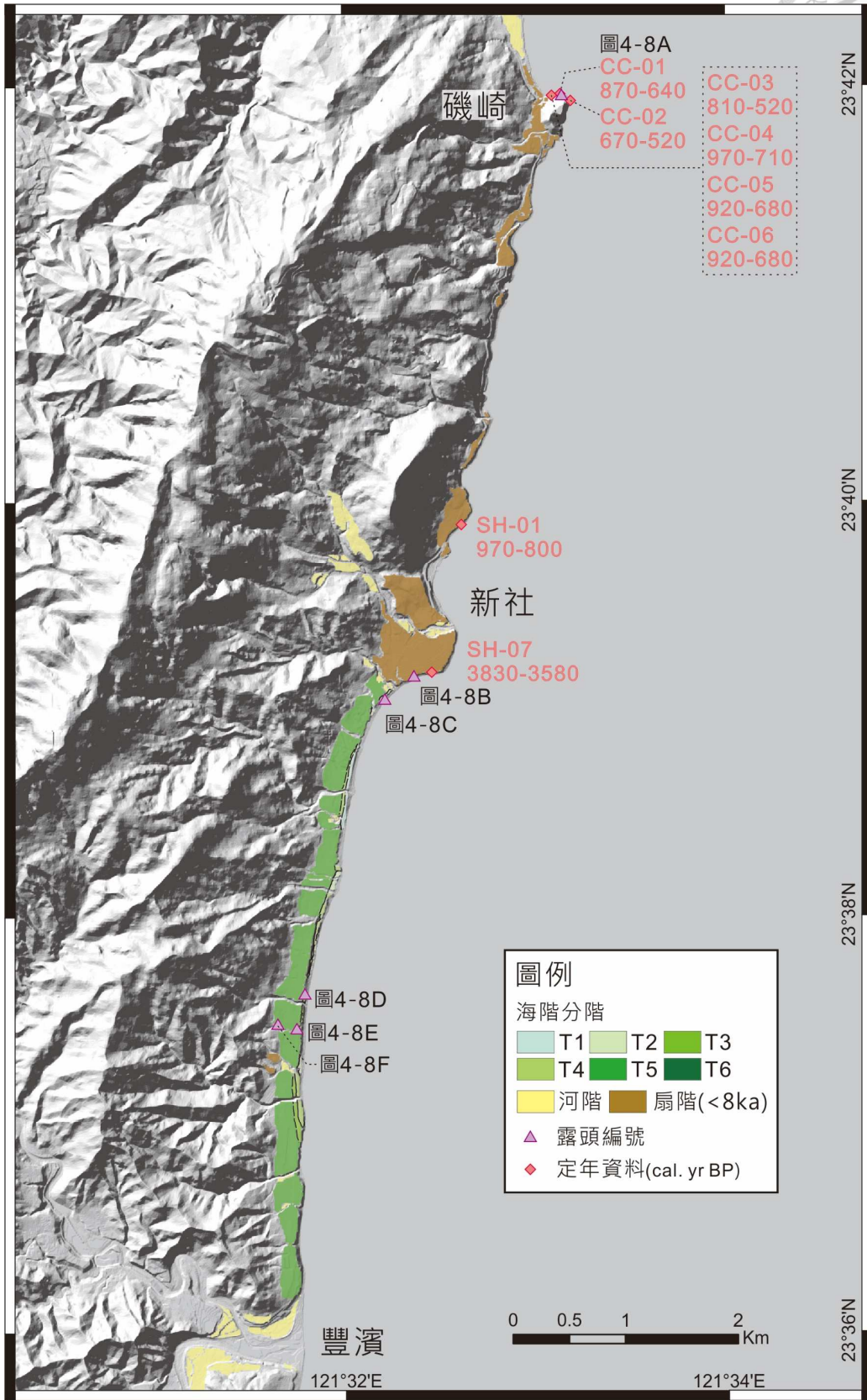
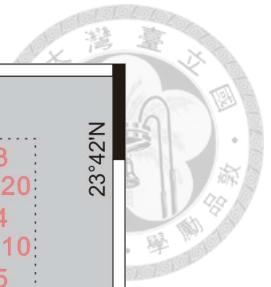


圖 4-7、磯崎至豐濱定年資料與露頭位置。



圖 4-8、磯崎至豐濱海階產狀。A：本研究於磯崎海岸海拔 2.7 公尺的八里灣層底岩之上採集鑽孔貝樣本。B：新社沖積扇之露頭，可以觀察到整個沖積扇的主體皆由角狀至次角狀的安山岩質礫石組成，沉積層內富含基質。C：新社沖積扇南段的海階剖面，剖面底部為海灘礫石層與海灘砂層，頂部的沉積層雖然礫石呈現磨圓至次圓狀，但岩性組成單一，皆為安山岩，故判斷為河流沉積層。D：永豐橋溪口的 T2 與 T4 海階，海階崖高度約 8.0 公尺。E：永豐橋南部之小溪溝剖面，可觀察到底岩八里灣層上覆圓度極佳的海灘礫石層。F：小溪溝剖面中的 T6 海階沉積層，剖面中不見底岩，在河床面上可觀察到厚約 2-3 公尺的海灘礫石層。

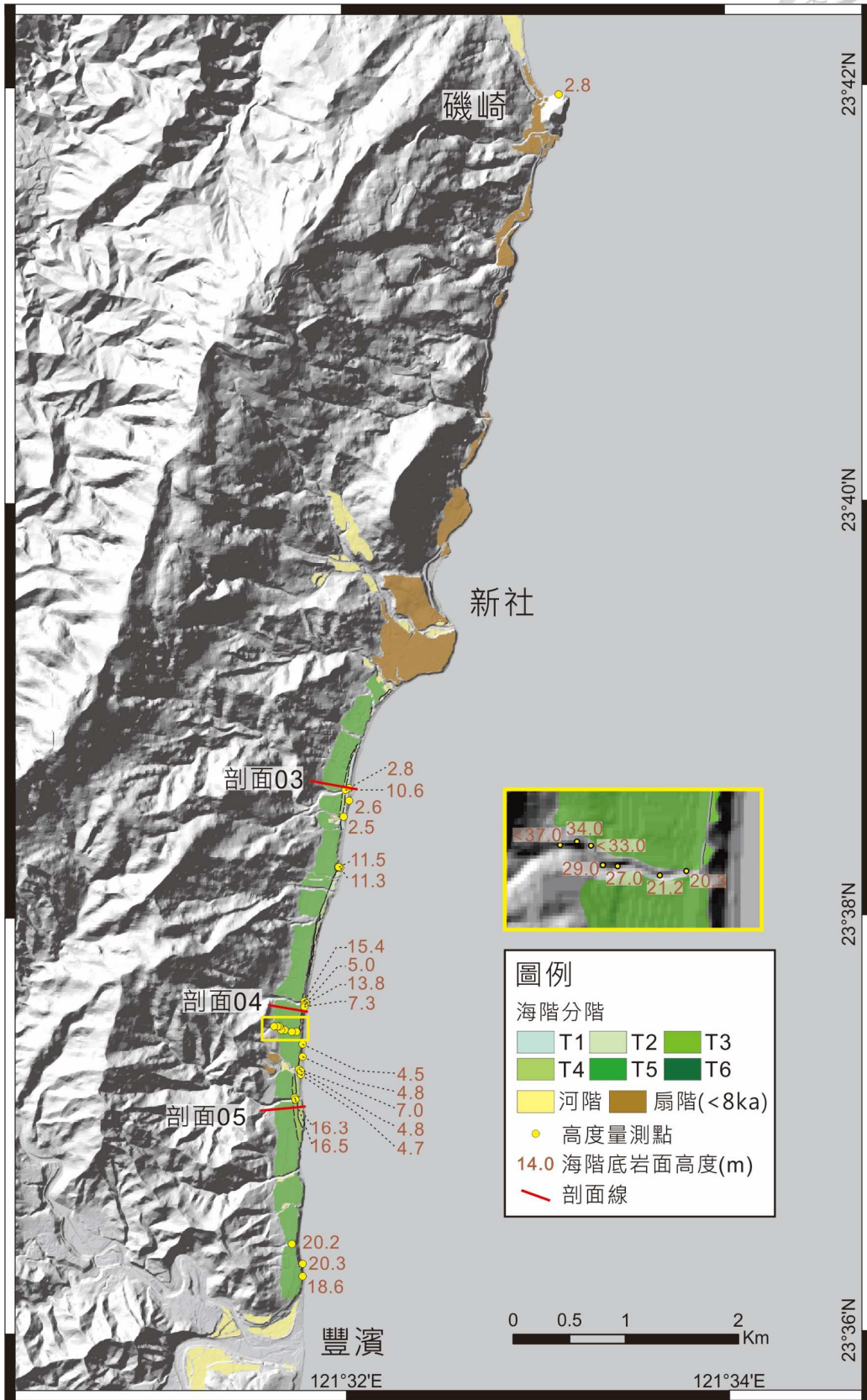


圖 4-9、磯崎至豐濱階地分布圖。

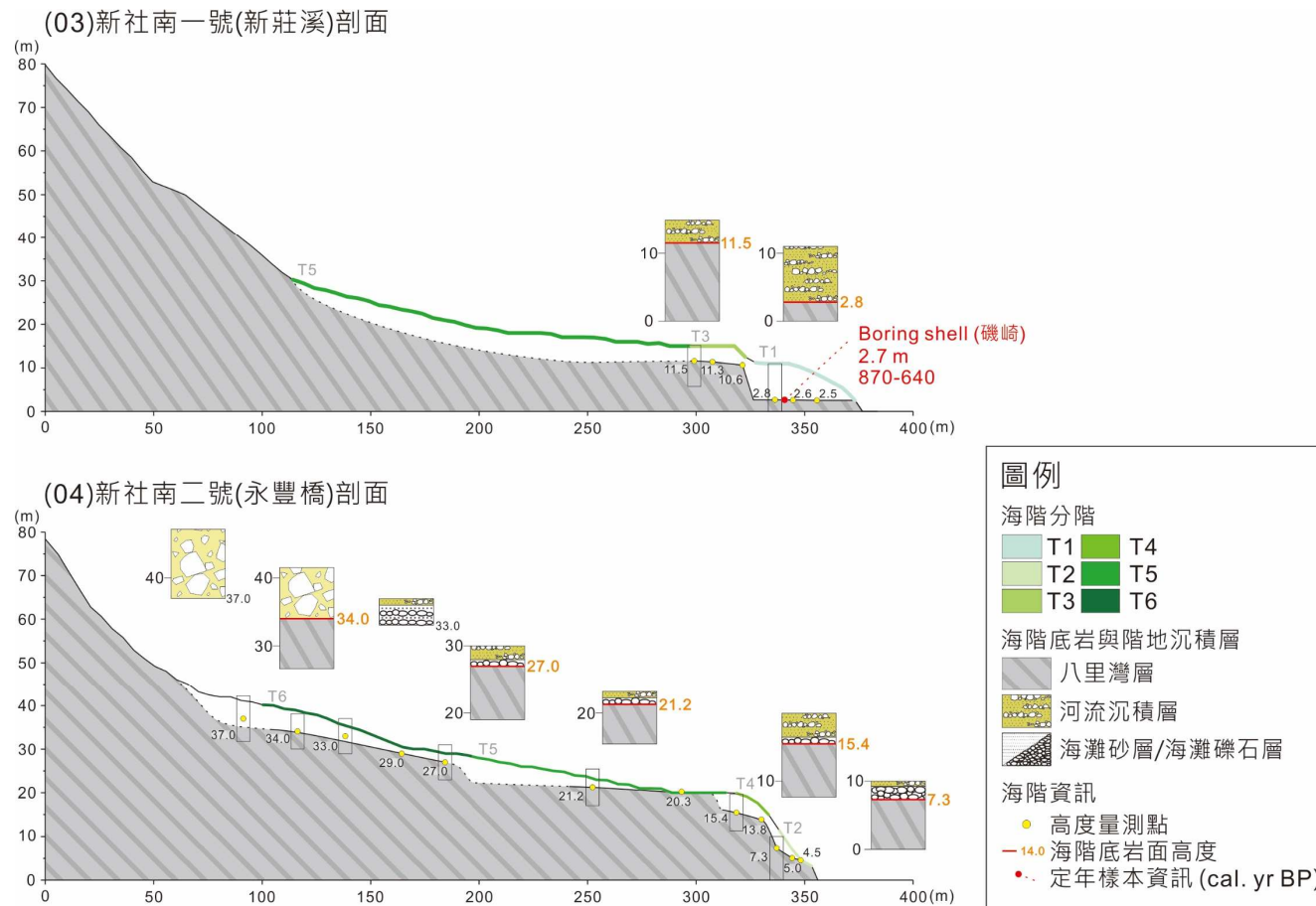


圖 4-10、剖面 03 與剖面 04，新社南一號與二號剖面。在新社區域並無海階沉積物定年資料，本研究將高度相同、位於同樣構造區且鄰近新社地區的磯崎定年資料投影至剖面 03 的 T1 海階中。剖面 04 可觀察到海階底岩面向山邊逐漸升高，且底岩之上皆可觀察到海灘礫石層。

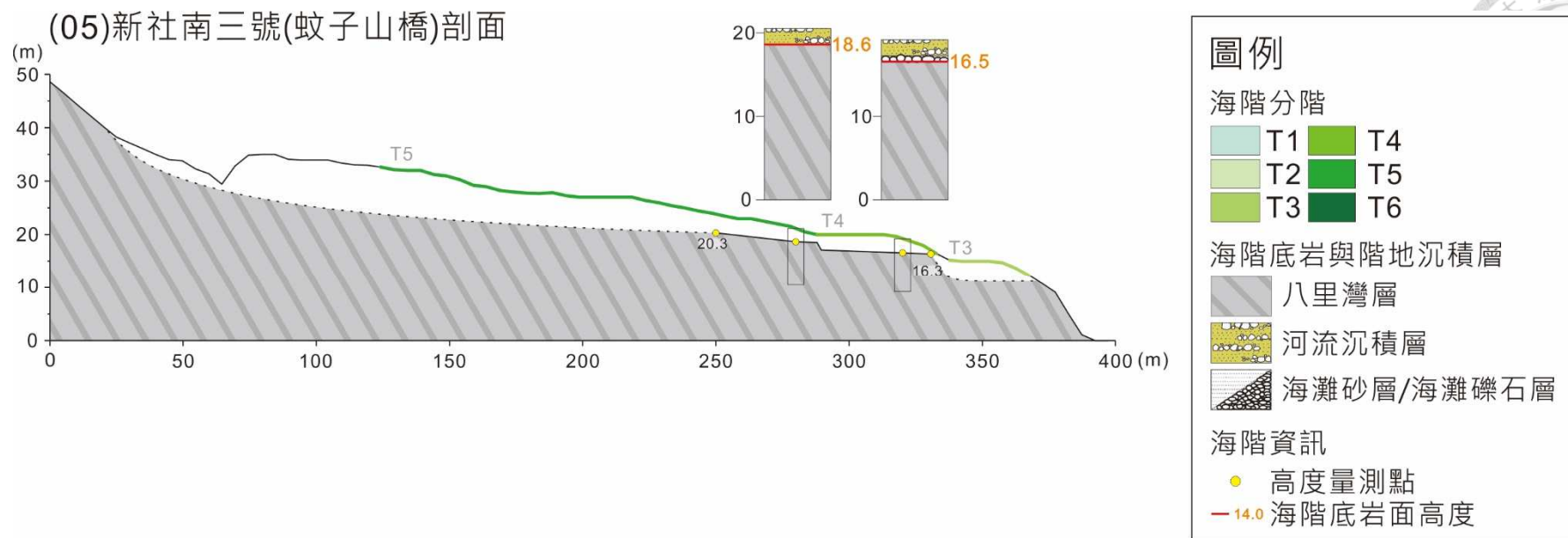


圖 4-11、剖面 05，新社南三號剖面。



4.2.3 綠野-石門

綠野至石門地區的岩盤屬於都鑾山層，除綠野地區有明顯海階侵蝕於底岩都鑾山層、海進沉積層與沖積扇沉積層之上被保存，其餘區域不見明顯的海階，僅臨海區域具有海拔 3.6-3.0 公尺的 T1 海階零星分布（圖 4-13I）。綠野地區沿海的露頭保存有自末次冰期以來海水面升降沉積的完整層序（圖 4-13A、B、C），厚層的海進沉積序列覆蓋於底岩都鑾山層之上，海進沉積層由底部的海灘礫石層向上轉變海灘砂層至近濱砂層（9890-9600、10230-9910 cal. yr BP），展現一向上變細的序列。近濱砂層之上覆蓋有厚層的沖積扇沉積層（9880-9540 cal. yr BP）與湖泊相沉積層（10170-9910 cal. yr BP），而後轉為海灘礫石層、潮上帶沉積層與代表陸相環境的古土壤層（3690-3570 cal. yr BP）（圖 4-14）。

綠野地區的海階底岩種類多元，除了直接侵蝕於岩盤都鑾山層形成海蝕凹壁與狹窄的海蝕平台以外（圖 4-13G），海階開始生成前、堆積於海岸線的沖積扇沉積層也會成為被侵蝕為海階底岩面（圖 4-13H）。本區域於野外露頭共可辨識出 3 期的主要階地、T1、T2a、T2b 與 T3，T4 與 T5 則被後期的沖積扇覆蓋，並未出露。透過在海灘砂中採集之碳屑樣本定年結果，此區域之長期抬升速率為 4.5 mm/yr，以此速率估算，推測各期海階年代生成分別為 800（T1，3.6 m）、1200（T2a，5.3 m）、1600（T2b，7.4 m）、2900-2200（T3，13.0-10.1 m）年前。

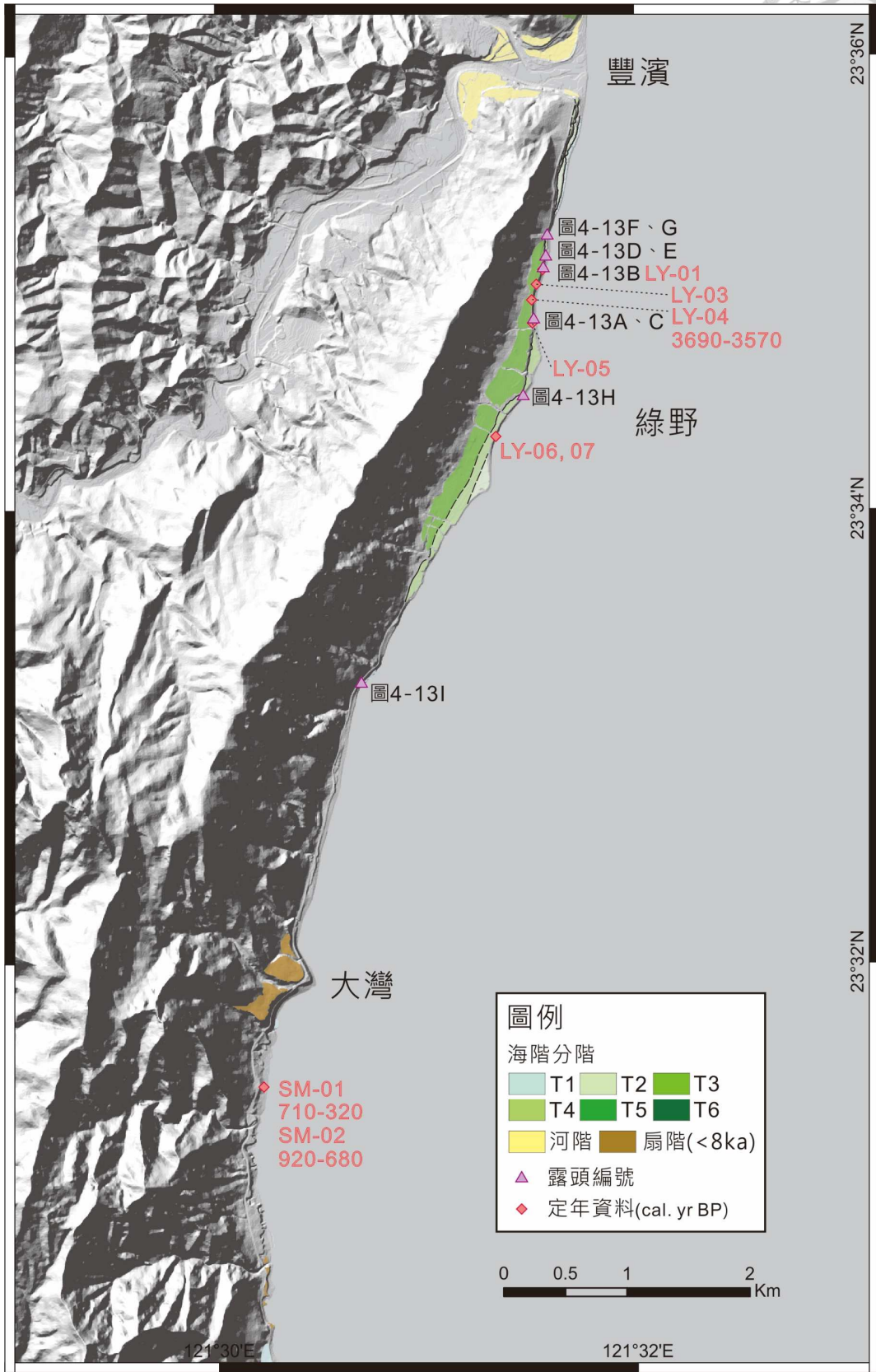


圖 4-12、綠野至石門定年資料與露頭位置。



圖 4-13、綠野至石門海階產狀（文字敘述於下一頁）。

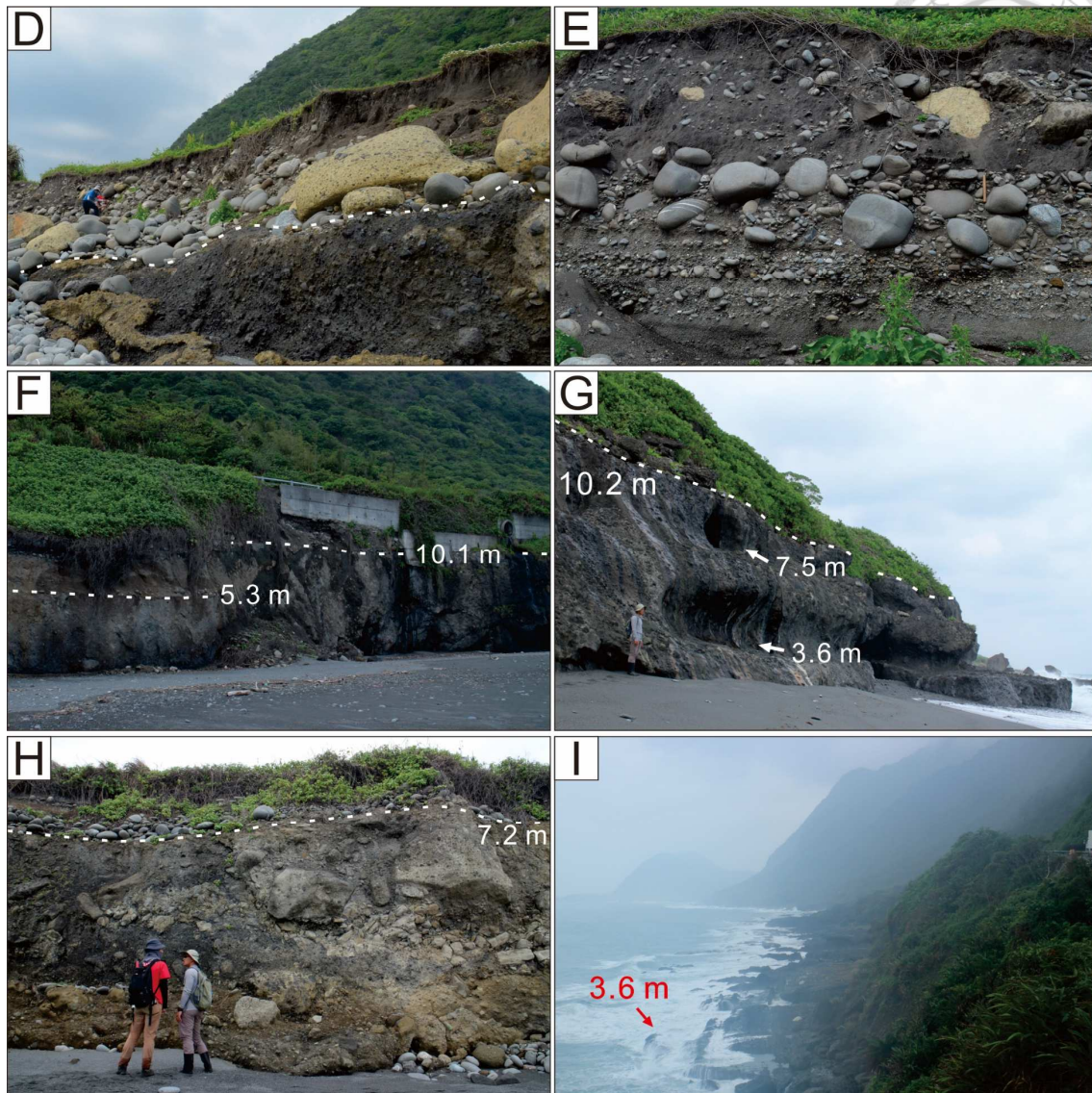


圖 4-13、綠野至石門海階產狀 (續)。A：綠野地區層序，由下而上依序為老の礫石層/海灘砂層、沖積扇沉積層內部夾有沼澤相沉積層、年輕的海灘礫石層、潮上帶沉積層與古土壤層。各層位定年結果標示於圖 4-14。B：海進時期堆疊的向上變細的海灘沉積層。C：湖泊/瀉湖相靜水沉積層，內部夾有部分碳屑。D：底岩都鑿山層。E：海灘礫石層與潮上帶沉積層。相較於海灘相的沉積物具有明顯的層理，潮上帶的沉積物淘選不佳、基質夾有許多大小不一的礫石，推測為風暴堆積物。F：T2 與 T3 海階。T2 海階侵蝕於老の沖積扇，不整合面海拔 5.3 公尺。T3 海階侵蝕於都鑿山層，不整合面海拔 10.1 公尺。G：在硬岩都鑿山層上的海階紀錄，共有兩期海蝕凹壁與一個海蝕平台，海拔分別為 3.6、7.5 與 10.2 公尺。H：T2 海階，海拔 7.2 公尺。I：綠野至大灣一帶沿海廣泛分布海拔 3.6 公尺、底岩為都鑿山層の T1 海階。

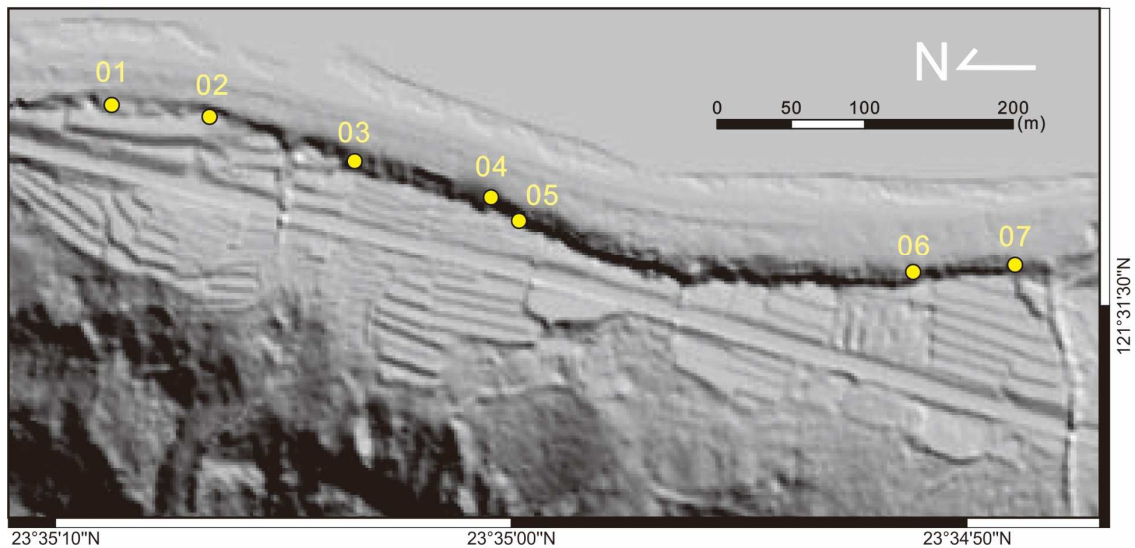
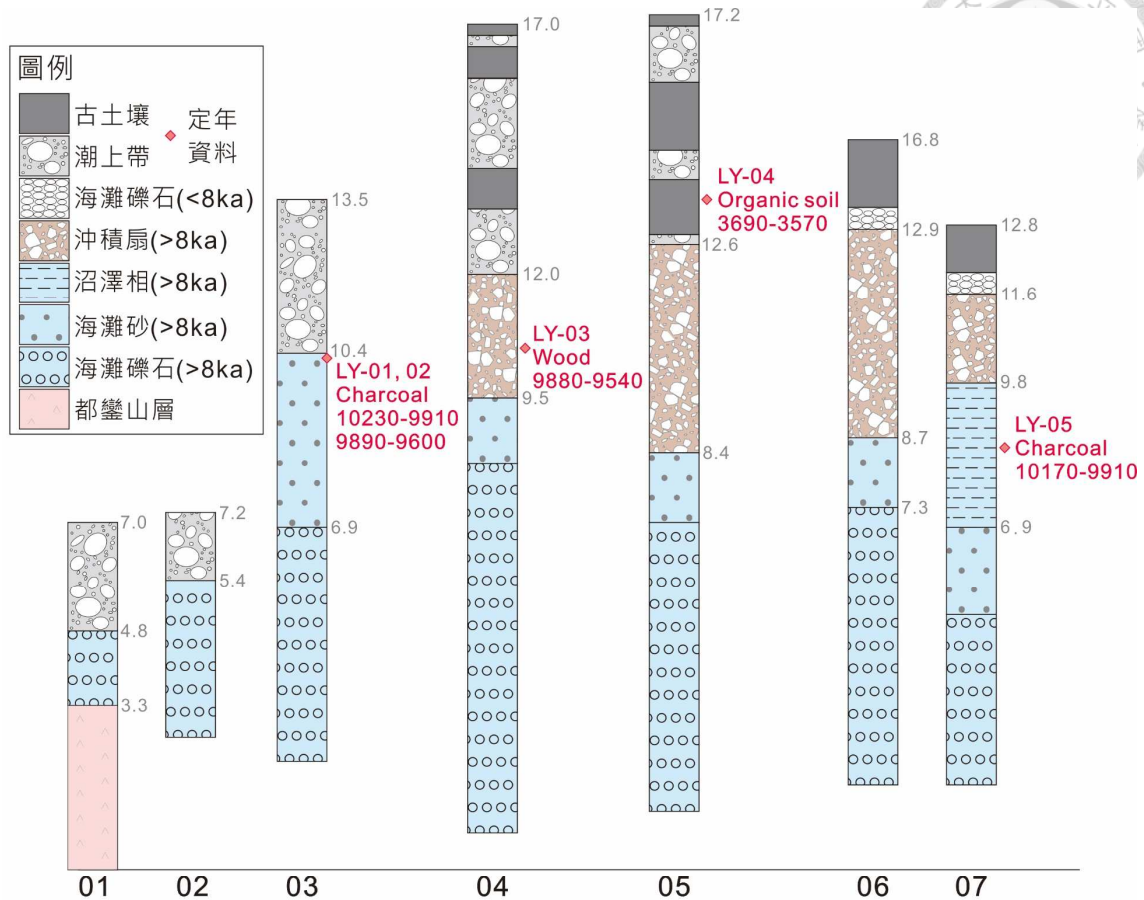


圖 4-14、綠野海岸露頭地層柱。北段的綠野海岸出露有海進時期堆積的海相沉積層，定年資料顯示海灘砂堆積於 10230-9600 cal. yr BP，該時期海水面仍在快速上升，與沉積物向上變細的序列變化相符。地層柱中出現的沖積扇沉積物推測為事件堆積的產物，爾後環境轉為海灘相至陸相，為海退的序列，與海階生成後陸相沉積物開始覆蓋有明確的關係。地層柱 01、02、03、06、07 露頭照片分別對應圖 4-11-D、E、B、A、C。

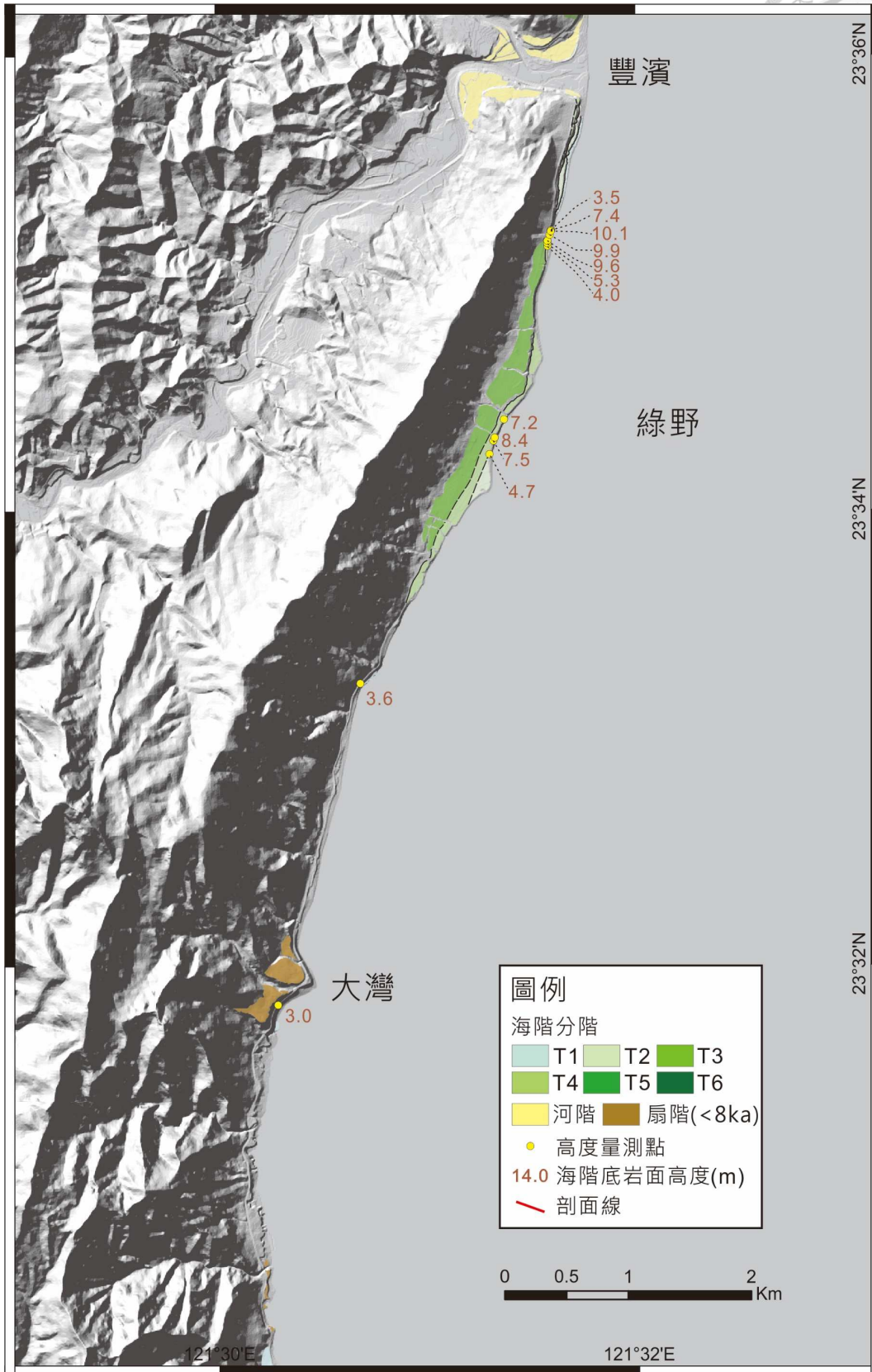


圖 4-15、綠野至石門階地分布圖。



4.2.4 石梯坪-樟原

石梯坪至樟原一帶的岩盤皆為都鑾山層，僅三富溪流域有出露八里灣層岩盤。石梯坪區域具有豐富的珊瑚礁階地，全區可見許多明顯的隆起珊瑚礁與古海岸線角，但區域內人為開發嚴重、並有大量的植被覆蓋地表此石梯坪區域的海階分布在地形圖上不甚明顯，階地分階主要參考定年資料的分布位置（圖 4-16）。石梯坪以南的大港口區域與獅球嶼（奚卜蘭島）可見到明顯的 5 期階地，最低階的 T1 海階多以海蝕凹壁的形式存在，且各期海階上覆沉積物薄，在地形面上可發現許多現地珊瑚。本研究在海拔 15.0 公尺的現地珊瑚礁體內採集貝殼樣本，定年結果為 5300-4970 cal. yr BP（圖 4-17A）。

靜浦地區海階底岩出露較少，海階面頂部多被後期的風成沙丘覆蓋。除海岸邊觀察到 T2、T3 海階以外，在北迴歸線界盃旁的都鑾山層底岩上亦可發現一排明顯的海蝕凹壁，海拔 26.8 公尺，頂部還有一海拔 30.0 公尺海蝕平台，向北延伸（圖 4-15C）。樟原地區（大峰峰溪）則有明顯的低位海階海蝕凹壁特徵（圖 4-17D），且海階上覆薄層海相沉積物，之上大多為河流沉積層或崩積層（圖 4-17E）。利用石梯坪與大港口區域的定年資料統計，此區域之長期抬升速率為 4.5 mm/yr，各期海階利用長期抬升速率所估算的年代如下：580（T1，2.6 m）、1400（T2，6.5 m）、2400（T3，10.7 m）、4000（T5，18.0 m）、>6000（T6，26.8 m）年前。

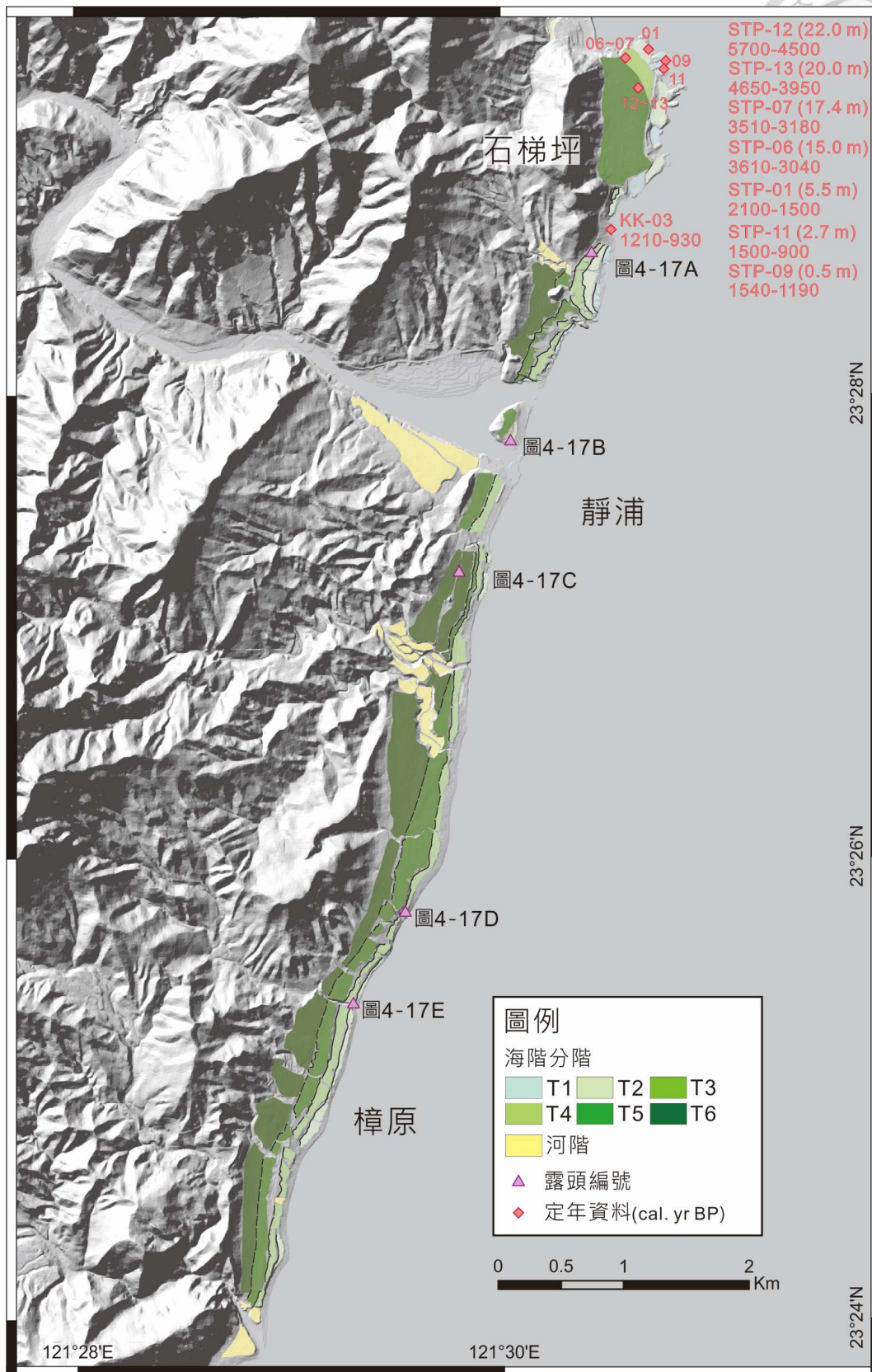


圖 4-16、石梯坪至樟原定年資料與露頭位置。

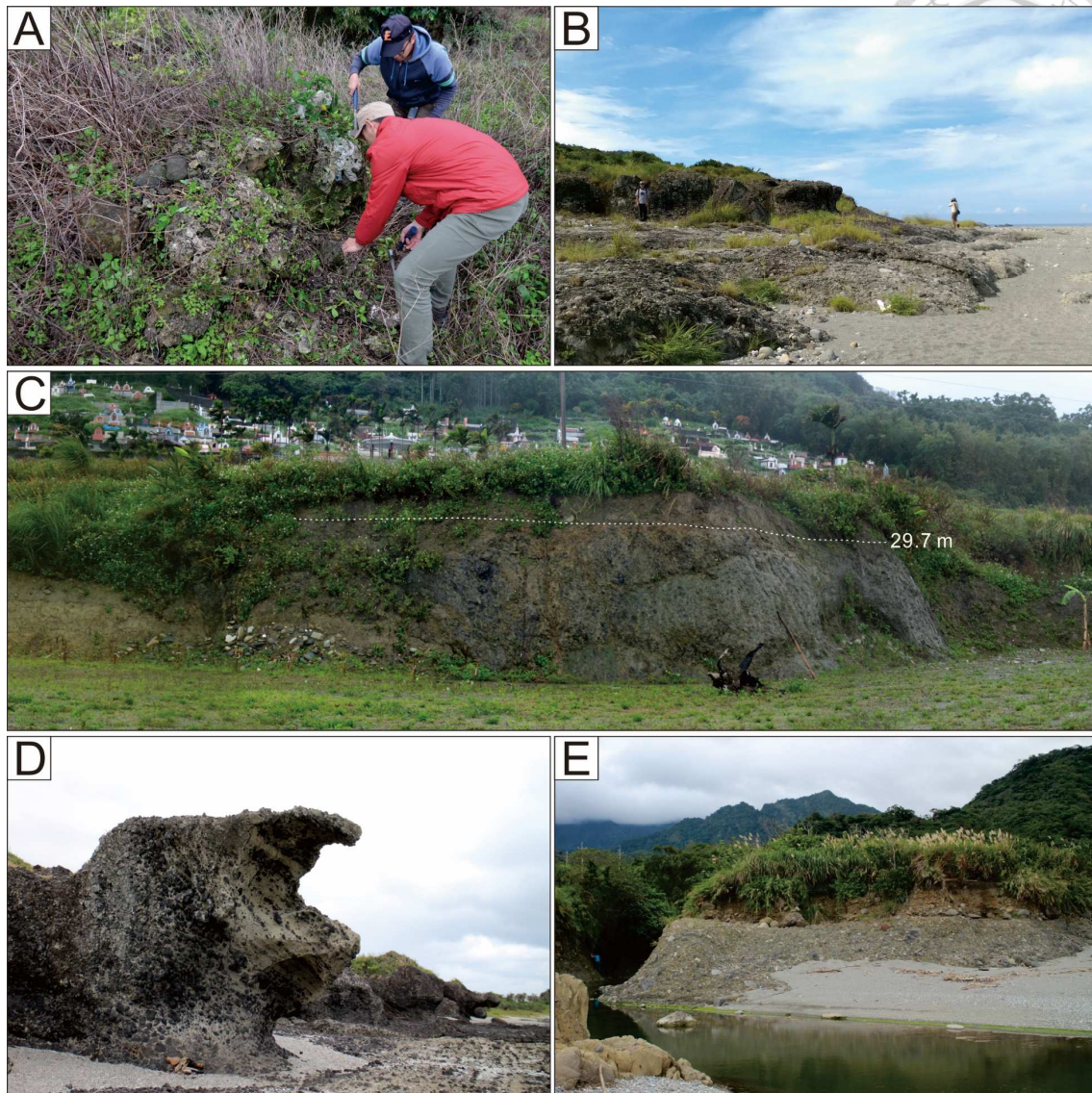


圖 4-17、石梯坪至樟原海階產狀。A：本研究在大港口的海階底岩面上採集珊瑚礁體內的貝殼樣本進行定年，樣本編號為 KK01、KK02。B：獅頭嶼的 T1 與 T2 海階，階崖高度約為海拔 1.7 公尺。C：靜浦之海拔 29.7 公尺高位海階。靜浦區域之高位海階多被風成沙丘與河流沉積物覆蓋，僅在北迴歸線紀念碑旁與此露頭有出露 T6 海階的底岩。此高度與北迴歸線紀念碑旁的海蝕平台高度相似，顯示雖然地形崖不明顯，但海階在空間上的延續性續仍非常良好。D：樟原海岸之海蝕凹壁。樟原地區的海岸線廣布海蝕凹壁，除了海拔 0 公尺的現生海蝕凹壁外，在海岸被抬升的海蝕平台上可觀察到兩期的海蝕凹壁，高度分別為海拔 5.6 與 8.7 公尺。E：大峰峰溪口，海拔 5.7 公尺的海階不整合面，上覆薄層河流沉積物。

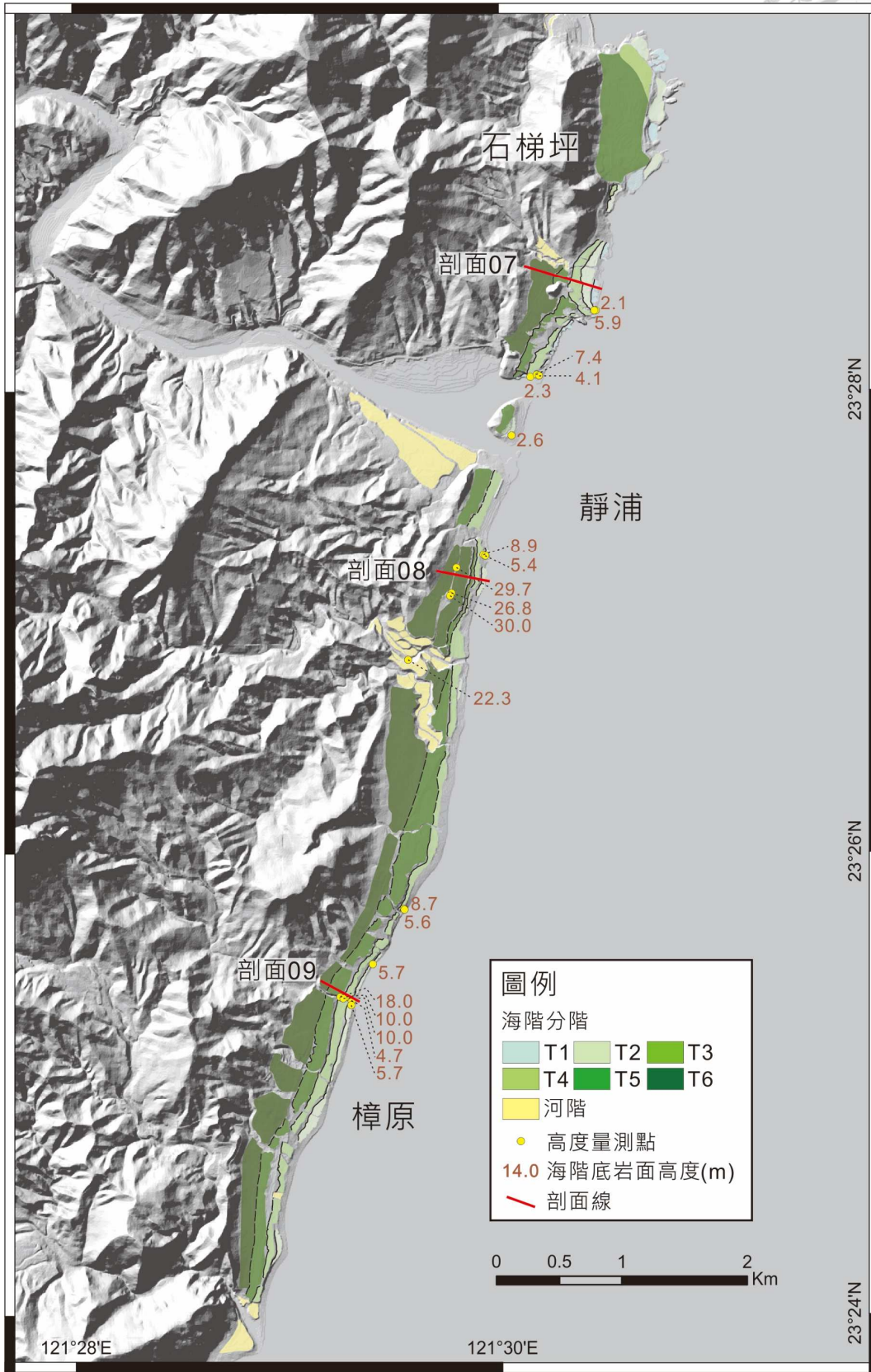


圖 4-18、石梯坪至樟原階地分布圖。

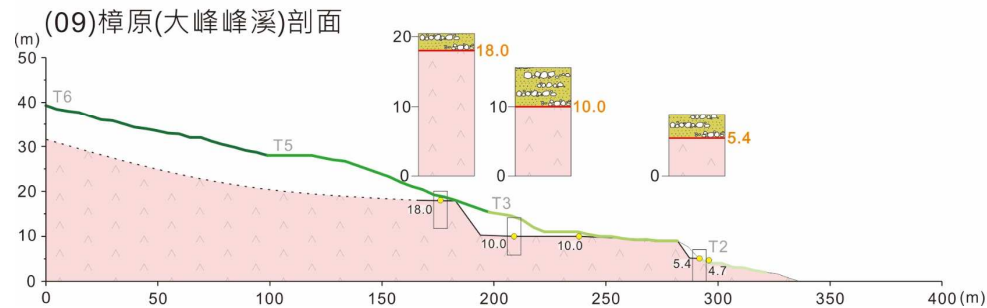
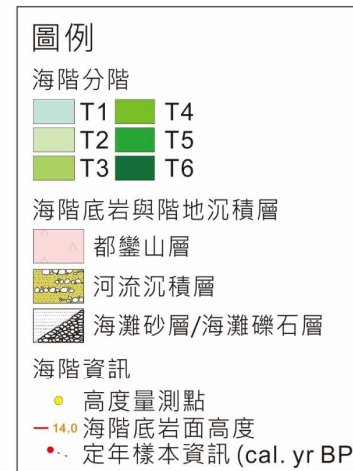
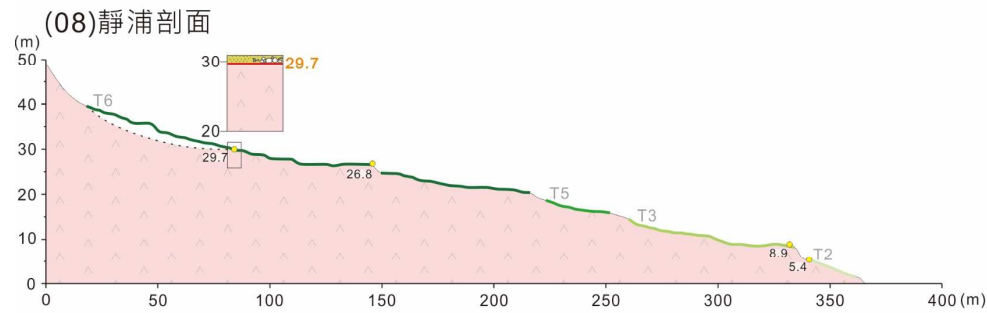
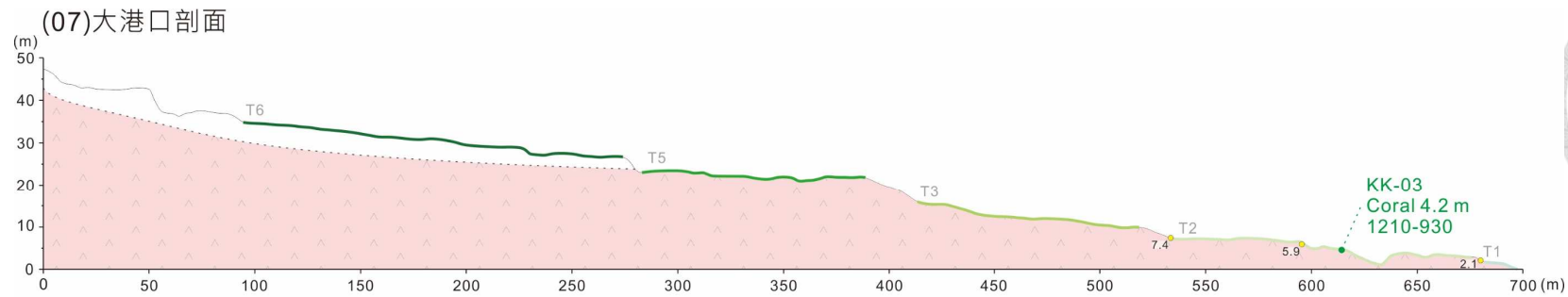


圖 4-19、剖面 07、剖面 08 與剖面 09，大港口、靜浦與樟原剖面。本區域除了在靜浦剖面有觀察到高位海階，其它區域並無明顯的底岩出露，分階主要依靠地形面高度與地形崖分布。三富溪流域則廣布河階，海階多被侵蝕、紀錄不明。



4.2.5 八仙洞-長濱

八仙洞區域岩盤屬於都鑿山層，此區域並無海階分布，僅存在一系列的海蝕凹壁侵蝕於岩盤之上。前人在海拔 34.0 公尺的潮音洞採集海相沉積層中的碳屑定年，結果為 6280-5790 cal. yr BP (宋文薰, 1969)，本研究採集靈岩洞與觀音洞中的海灘砂層中的碳屑樣本進行定年，靈岩洞底岩不整合面的海拔為 17.6 公尺，上覆海灘砂層年代為 2710-2350 cal. yr BP；觀音洞底岩不整合面的海拔為 18.1 公尺，上覆海灘砂層年代為 2720-2380 cal. yr BP。

八仙洞以南岩盤則轉為八里灣層，地形上除了分布寬廣而遼闊的階梯狀海階以外，山麓前緣可以觀察到巨大的沖積扇系統。八仙洞以南的海階底岩類型多元，除了直接侵蝕於八里灣層以外，在八仙洞南部可以觀察到海階侵蝕於前一期的海灘沉積物之上 (圖 4-21A)。此區域定年樣本豐富，本研究在剖面 10 的海拔為 31.7 公尺、老的海灘沉積層所採集的碳屑樣本 (圖 4-21A)，定年結果為 10230-9570 cal. yr BP，此年代與大壩來溪海拔 16.6 公尺的近濱相沉積物 (圖 4-21B)、年代為 11920-11000 cal. yr BP 年代結果相近，皆為末次冰期後海水面持續上升所沉積的產物。大俱來區域在海拔 36.8 公尺沼澤相泥層中採集的碳屑樣本 (圖 4-21C)，年代結果為 6180-5750 cal. yr BP，與南三間屋溪的海拔 34.0 公尺採集的海灘砂層 5890-5600 cal. yr BP 年代相似 (圖 4-21D)，皆為 TIV 海階生成時的產物。

真柄至長濱區域的海階則侵蝕於老的、年代大於 8 ka 的沖積扇之上。此區域的海階特徵明顯，共可區分出五期的海階。除了具有側向延伸性良好的地形崖以外，在海岸與河溝剖面皆可觀察到海階底岩面之上覆蓋有海灘礫石層或海灘砂層 (圖 4-21H)。定年資料部分，本研究在海岸露頭採集沖積扇沉積層內的木頭樣本，年代結果為 8540-8420 cal yr BP (圖 4-21F)，與前人採集沖積扇內的木頭與貝殼樣本年代資料相似。本研究在 TI 海階採集 3 個定年樣本，海拔 6.5 公尺的珊瑚樣

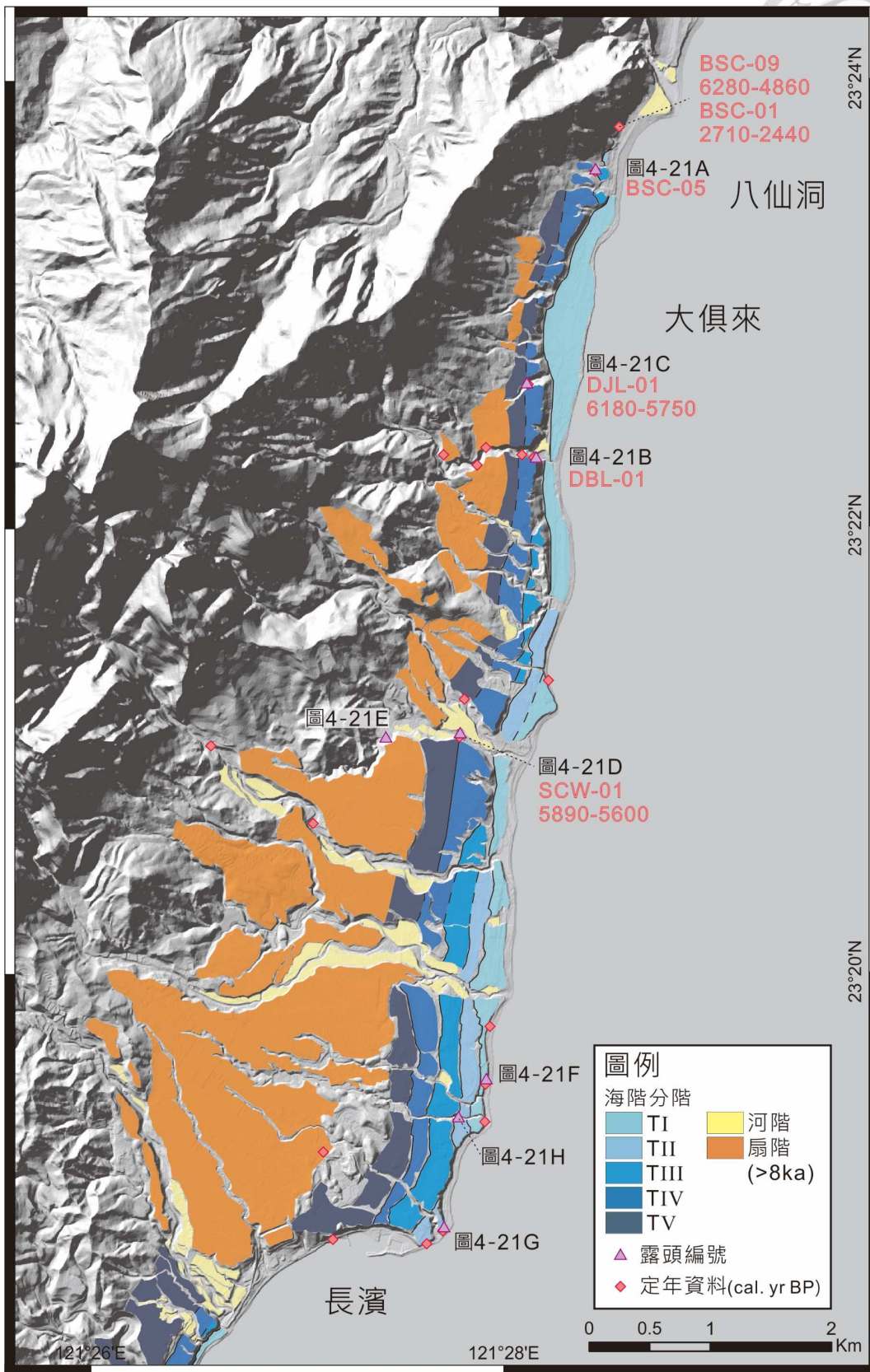


圖 4-20、八仙洞至長濱定年資料與露頭位置。

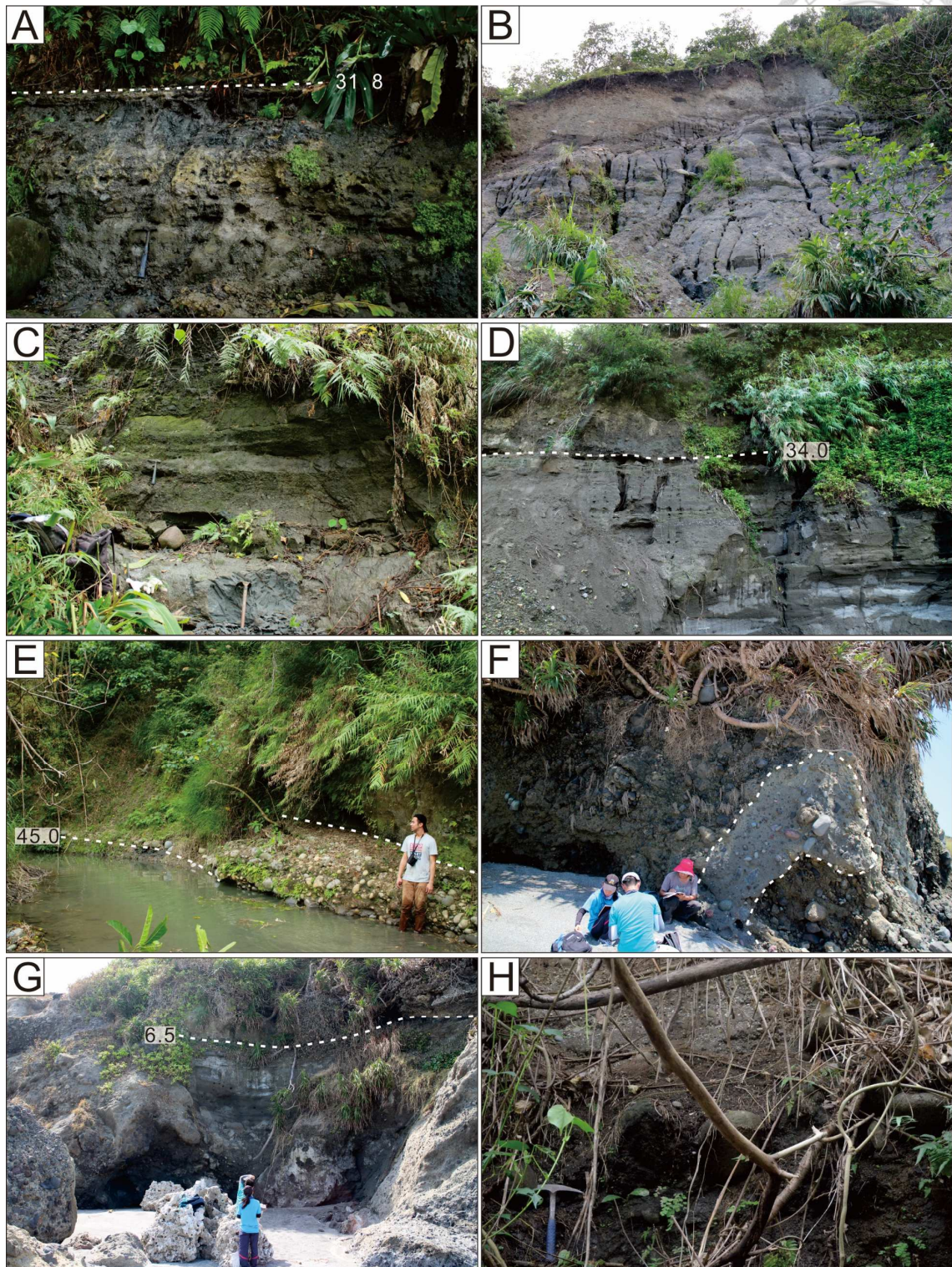
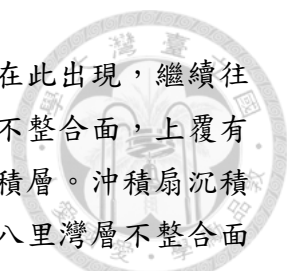


圖 4-21、八仙洞至長濱海階產狀。A：八仙洞南 TIV 海階。此處海階底岩透過樣本 BSC-05 定年結果確認為海進時期所沉積。B：大壩來溪之近濱沉積層，樣本 DBL-01 採集於此層。C：大俱來區域海拔 36.8 公尺的沼澤相沉積層，上覆河流與沖積扇沉積層。D：南三間屋溪 TIV 海階海灘砂層。SCW-01 樣本採集於海灘砂層與沖積扇沉積層交界處。E：八里灣層底岩與上



覆海灘礫石層。此露頭位於沖積扇最內緣，八里灣層在此出現，繼續往西則高度陡升。在此露頭中八里灣層頂部為一平整的不整合面，上覆有磨圓度高的海灘礫石層與由磨圓礫石組成的沖積扇沉積層。沖積扇沉積層上重新覆蓋有淘選良好的海灘礫石層與海灘砂層。八里灣層不整合面海拔為 45.0 公尺，向東末入沖積扇沉積層之下。此露頭點對應剖面 12 最西側的地層柱。**F**：長濱沖積扇。除了陸緣沉積物外，長濱沖積扇還可觀察到同樣富含角狀安山岩塊，基質為青灰色泥岩、具有貝殼破片的沉積物灌入基質為土黃色泥土的沖積扇中。此產狀的沖積扇亦出現於真柄溪剖面。**G**：長濱海岸 T1 海階產狀。本研究採集海拔 6.5 公尺、位於珊瑚礁體中的貝殼樣本（CP-03）進行定年。**H**：長濱區域 TII 海階的海灘礫石層。此礫石層上覆於沖積扇，不整合面海拔 18.6 公尺。

本，年代結果為 980-720 cal. yr BP（[圖 4-21G](#)），海拔 7.1 公尺的海灘礫石層貝殼樣本年代為 9490-9230 cal. yr BP，海拔 9.1 公尺的海灘礫石層貝殼樣本年代為 4770-4400 cal. yr BP，後兩者年代都老於前人的定年資料（[許民陽等人，1998](#)；[Liew et al., 1993](#)），應為再堆積（rework）的產物。

透過定年資料計算，八仙洞以南至長濱一帶的長期抬升速率為 6.3 mm/yr。五期海階經由長期抬升速率所計算的年代結果如下：1600（T1，10.3 m）、3300（TII，20.7 m）、4700（TIII，29.4 m）、7800（TV，49.1 m）年前。本區域缺乏 TIV 海階的底岩高度資料點，但在大俱來與南三間屋溪的年代資料顯示 TIV 海階應生成於 6 ka，位在 TIII 與 TV 海階所推估的階地生成年代之間。

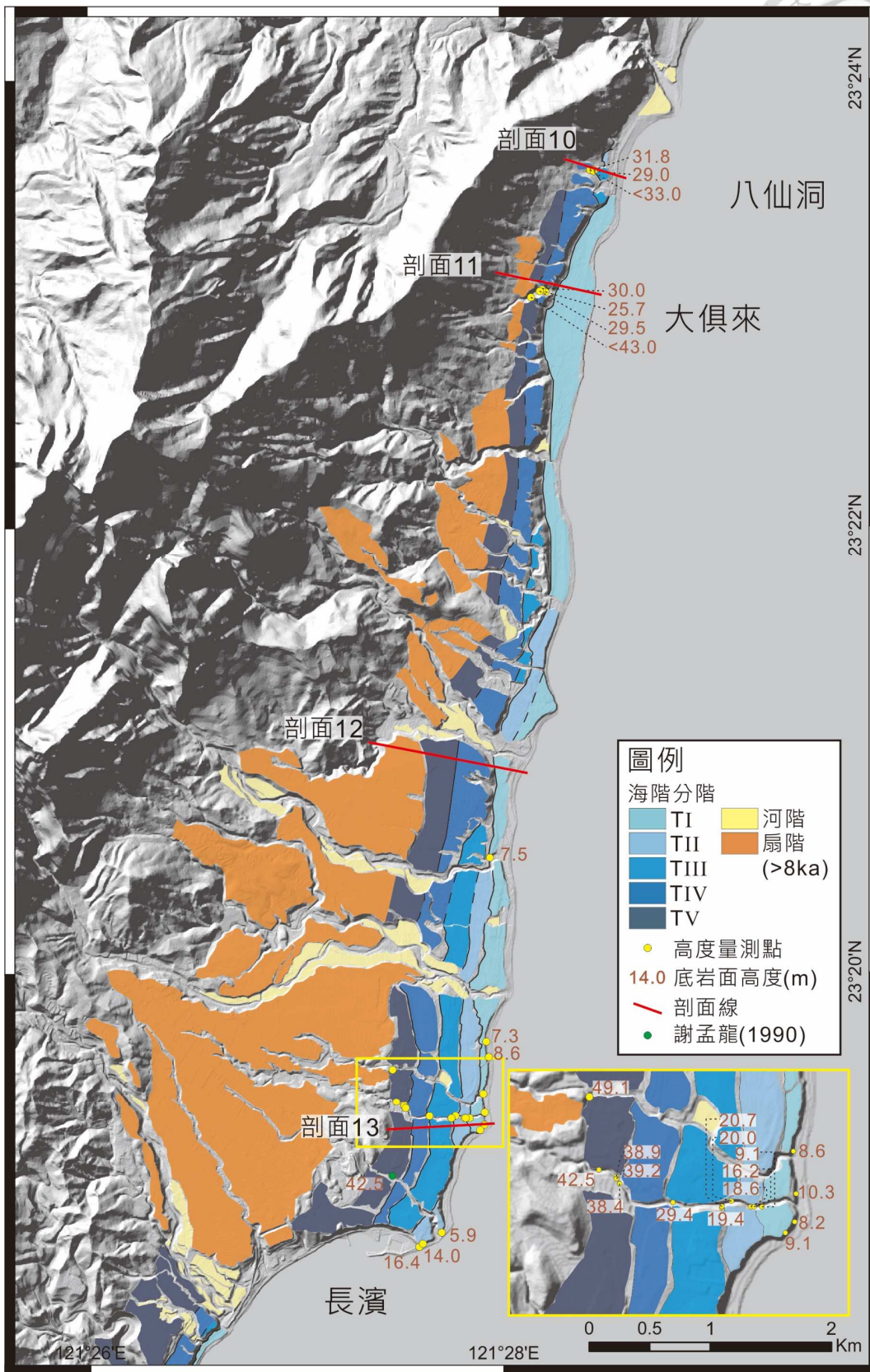


圖 4-22、八仙洞至長濱階地分布圖。

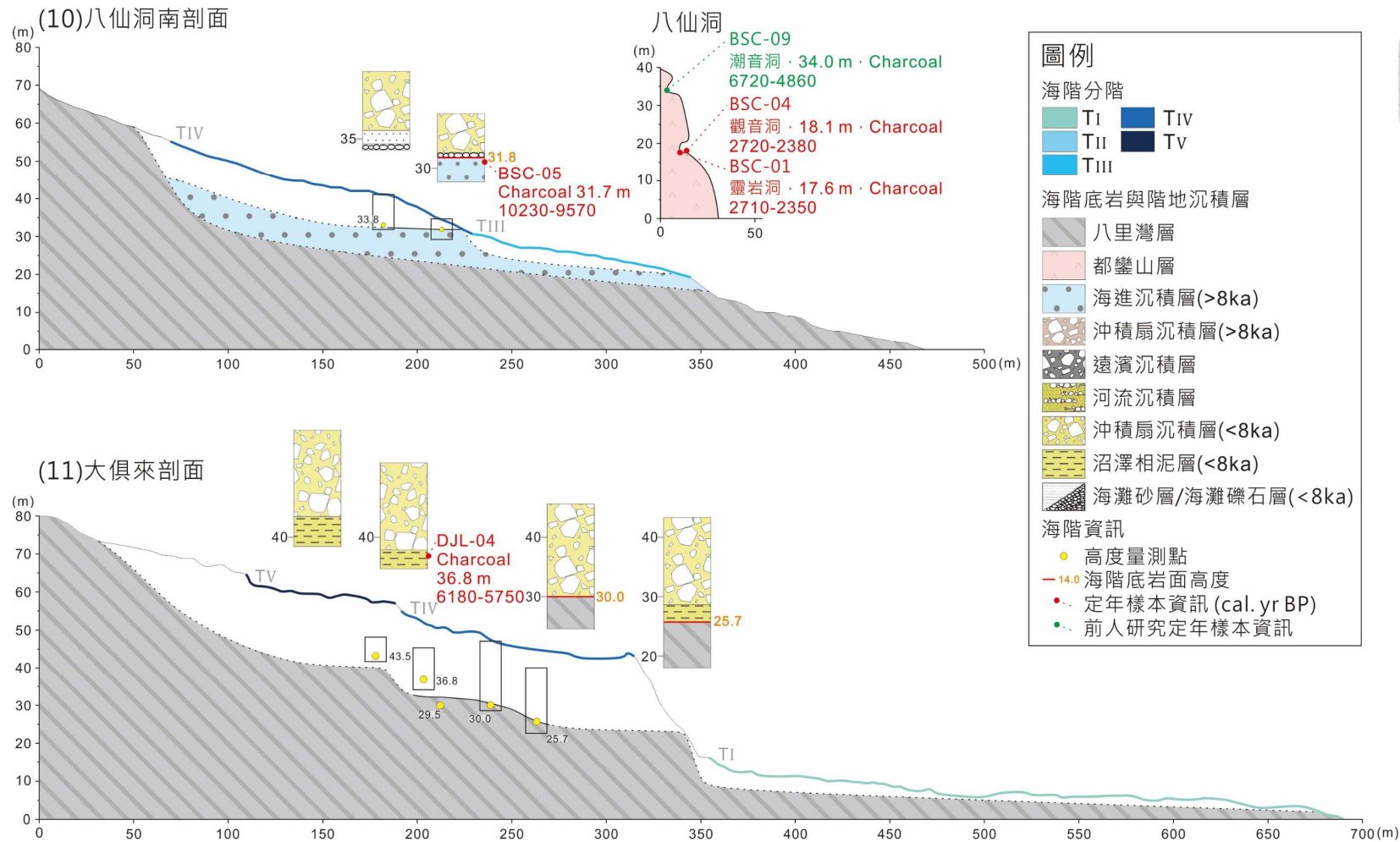


圖 4-23、剖面 10 與剖面 11，八仙洞南與大俱來剖面。在八仙洞南剖面可觀察到明顯的海階礫石層覆蓋於前一期的海灘砂層之上，兩層位間的不整合面明確。大俱來溪出露厚層的沼澤相泥層，應為 TIV 海階的產物。

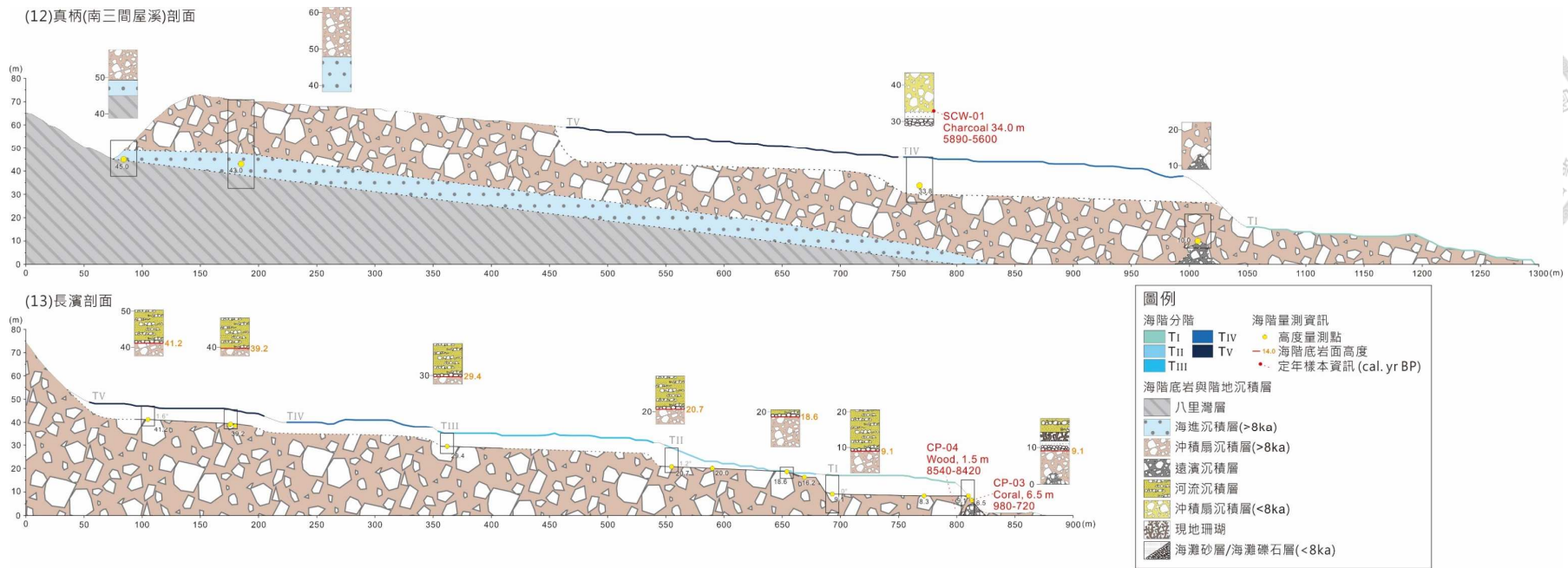


圖 4-24、剖面 12 與剖面 13，真柄與長濱剖面。真柄至長濱一帶岩盤八里灣層多被沖積扇沉積物覆蓋，在過去的紀錄中僅於長濱的岩心資料有觀察到沉積層的層序 (Hsieh *et al.*, 2011)。本研究於剖面 12 真柄溪上游有觀察到底岩八里灣層不整合面上覆海灘礫石層，而後被沖積扇覆蓋。此露頭與長濱岩心的層序變化相似，本研究推測海岸線在末次冰期後的海進事件有影響至此，而後隨著沖積扇的事件被覆蓋，再生成長濱與真柄剖面一階一階的海階。



4.2.6 長濱南-烏石鼻

長濱以南至烏石鼻海岸岩盤皆屬於八里灣層，與長濱區域不同，此區域不見老的沖積扇系統，所有的海階皆直接侵蝕於八里灣層岩盤之上。此區域的海階階面寬，地形崖明顯，地形上可明確區分出 5 期的海階，其中以 TV 海階階面最為寬廣。海階的產狀，大部分的河溝剖面顯示高位海階的底岩面之上直接覆蓋陸相沖積扇或河流沉積物，並以 TV 海階的上覆沉積物最厚，可達 10-20 公尺 (圖 4-26B)；TIV 次之，TIII 至 TI 則上覆陸相沉積物薄 (圖 4-26A)。但海相沉積層，TV 至 TII 皆難以觀察到海灘礫石層或海灘砂層，僅長濱溪溪口 (圖 4-28，剖面 14)、石門溪溪口 (圖 4-26D) 與烏石鼻海岸的低位 TI 海階 (圖 4-26E、F) 可以觀察到厚度小於 1 公尺的海灘礫石層。

本區域底岩高度資料豐富，底岩面的高度分布狀況顯示單一大階面應是由許多的小階面與小階崖組成，如石門溪 (圖 4-26C) 可以觀察到 TIII 海階內存在一高度 1.4 公尺的小階崖。此區域缺乏定年資料，但各期階地的海階底岩面高度與鄰近的長濱及膽曼區域對應良好，且長濱地區的長期抬升速率為 6.3 mm/yr，膽曼的長期抬升速率為 6.4 mm/yr，南北兩區域無明顯變化，故本研究推估長濱南部至烏石鼻的長期抬升速率應同樣為 6.3 mm/yr，所推估的各期階地年代如下：1700 (TI，10.8 m)、3100 (TII，19.8 m)、4400 (TIII，27.8 m)、6300 (TV，39.8m)、8000 (TV，50.4 m) 年前。

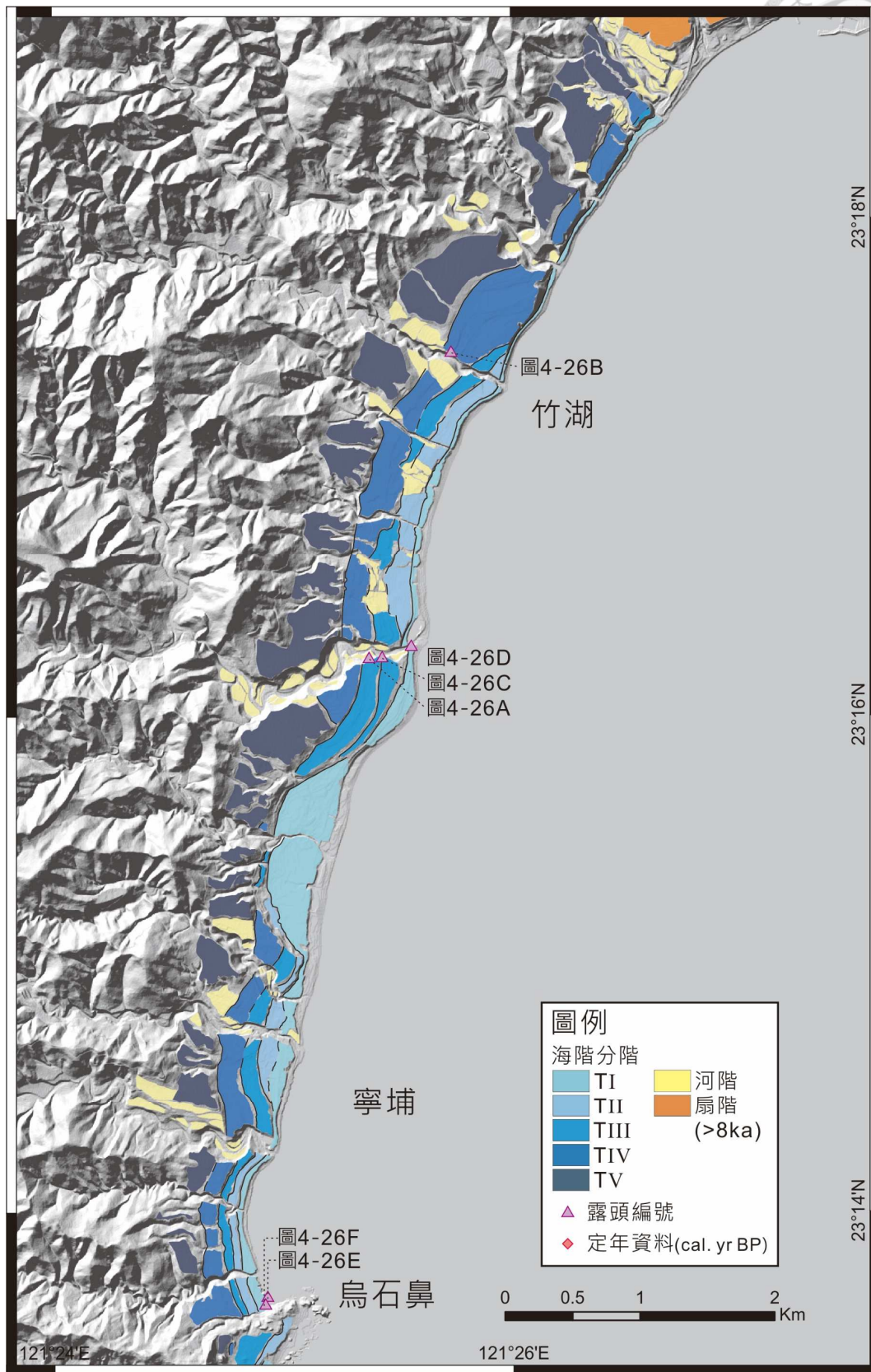


圖 4-25、長濱南至烏石鼻露頭位置。

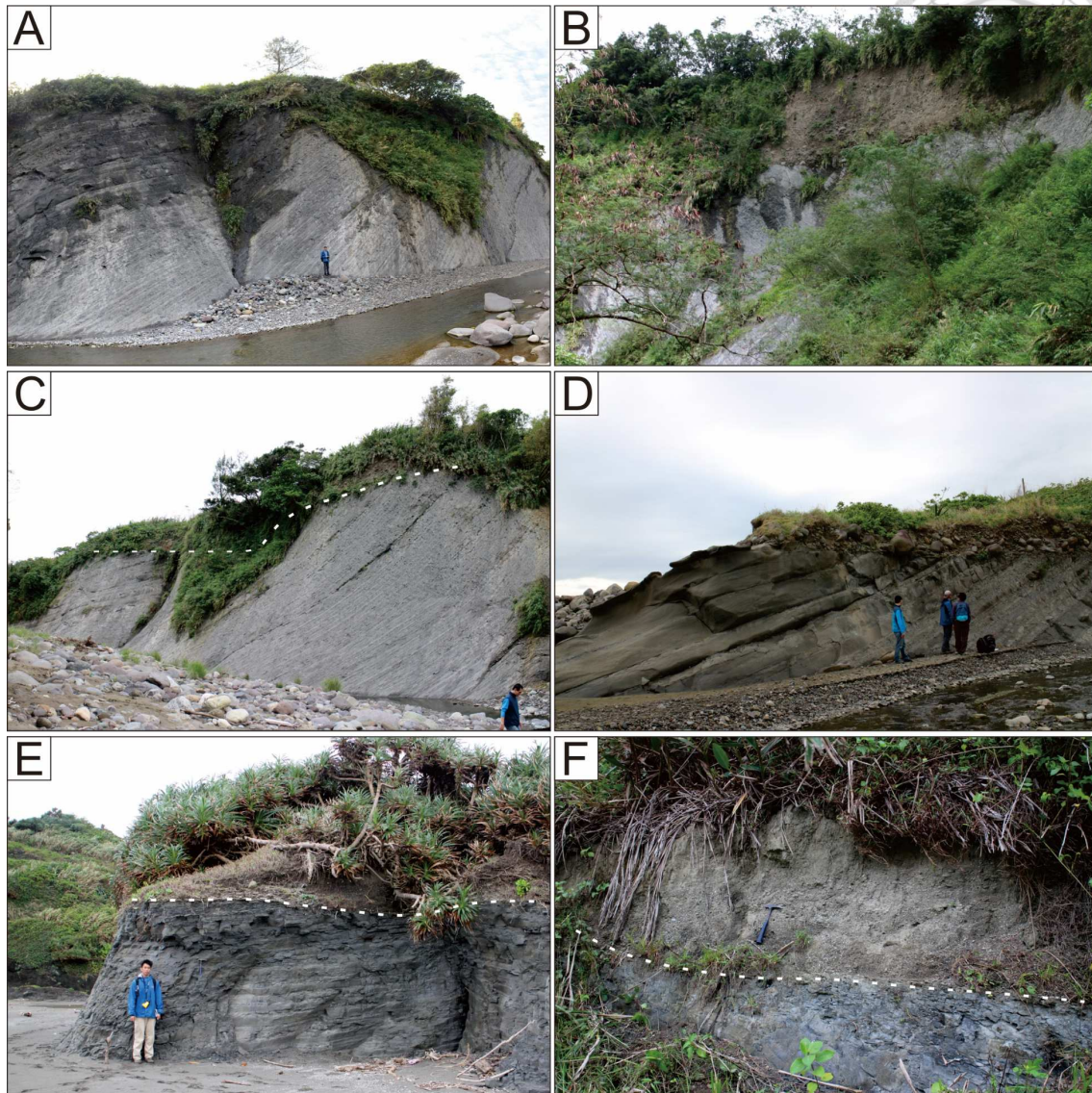


圖 4-26、長濱南至烏石鼻海階產狀。A、B：高位海階（TIII、TIV、TV）產狀。A 為石門溪 TIII 海階、B 為南掃別溪 TIV 海階。本區域之高位海階在底岩八里灣層的不整合面之上缺乏海相沉積物，主要被河流沉積物或沖積扇覆蓋，並以 TV 之上覆陸相沉積物最厚。C：石門溪 TIII 海階內的小階崖，此階崖高度為 1.4 公尺。D：石門溪溪口 TI 海階。底岩面上覆蓋有薄層的海灘礫石層與河流沉積物。E：烏石鼻 TI 海階。底岩面為海拔 4.0-5.0 公尺。F：烏石鼻 TI 海階沉積物近照。海灘礫石層厚度約 1 公尺。

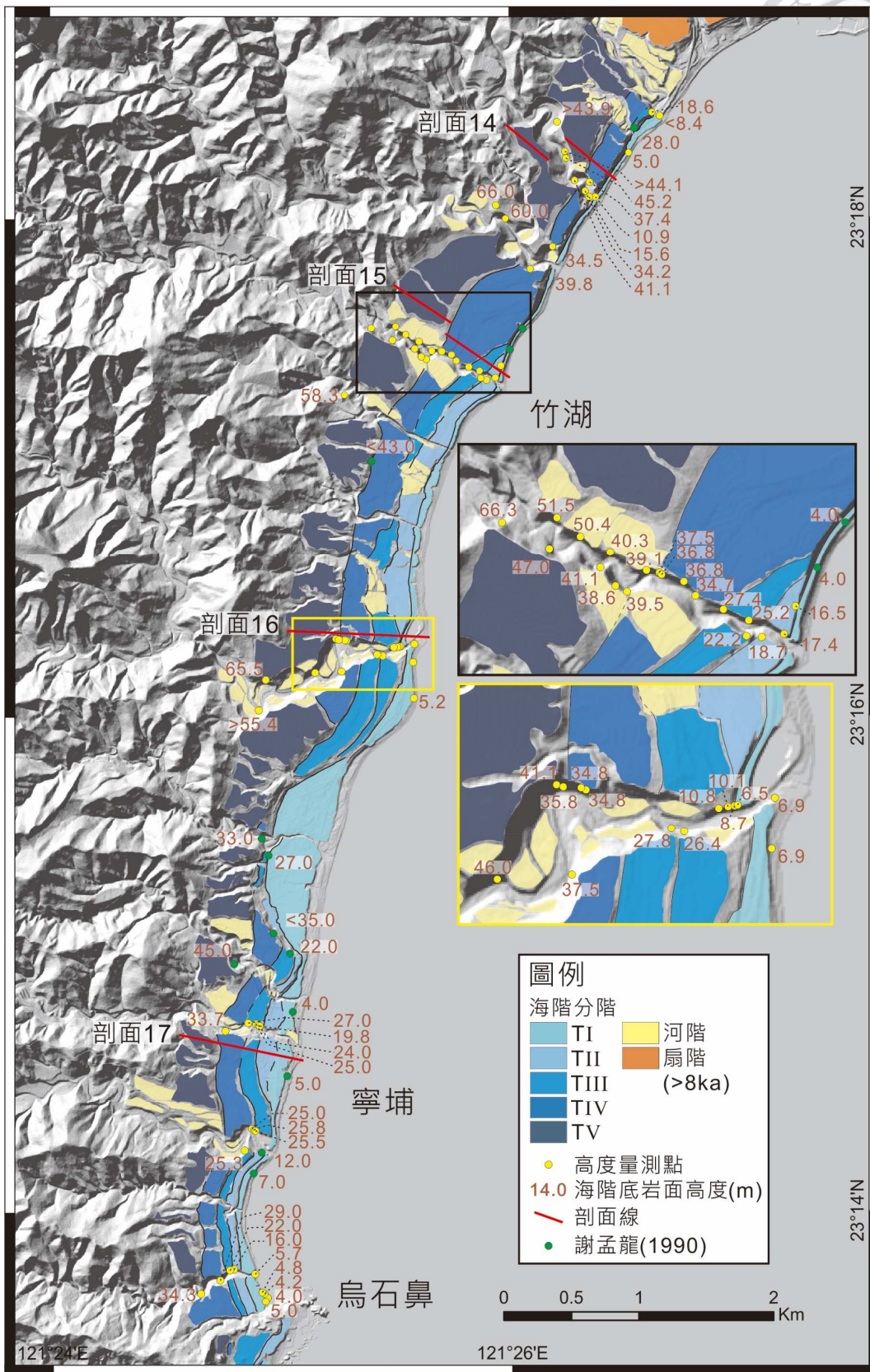


圖 4-27、長濱南至烏石鼻海階分布圖。

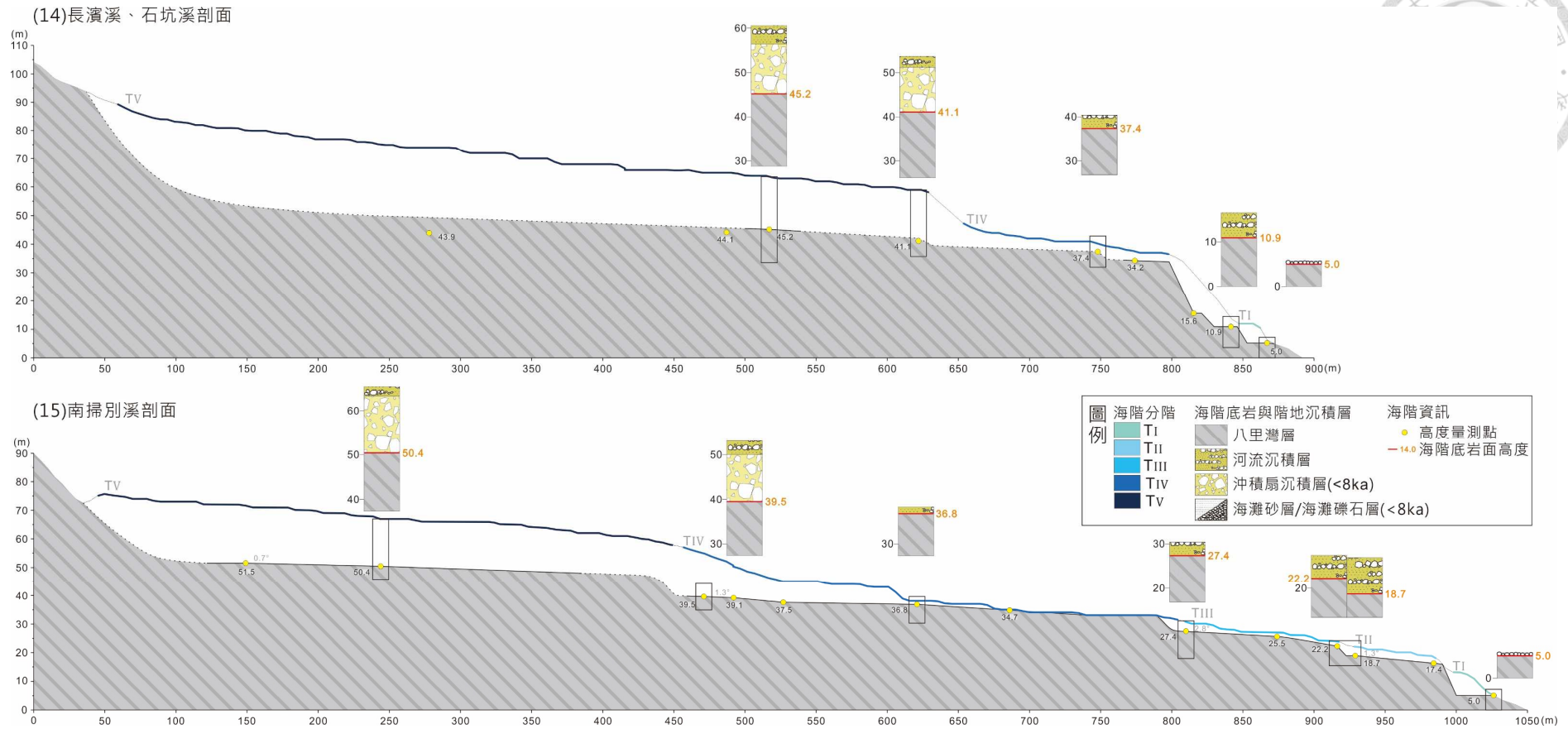


圖 4-28、剖面 14 與剖面 15，長濱溪、石坑溪與南掃別溪剖面。長濱以南的海階階侵蝕於八里灣層之上，大部分的海階缺乏海灘礫石層的紀錄，僅沿海地區的低位被薄層海灘礫石層覆蓋。

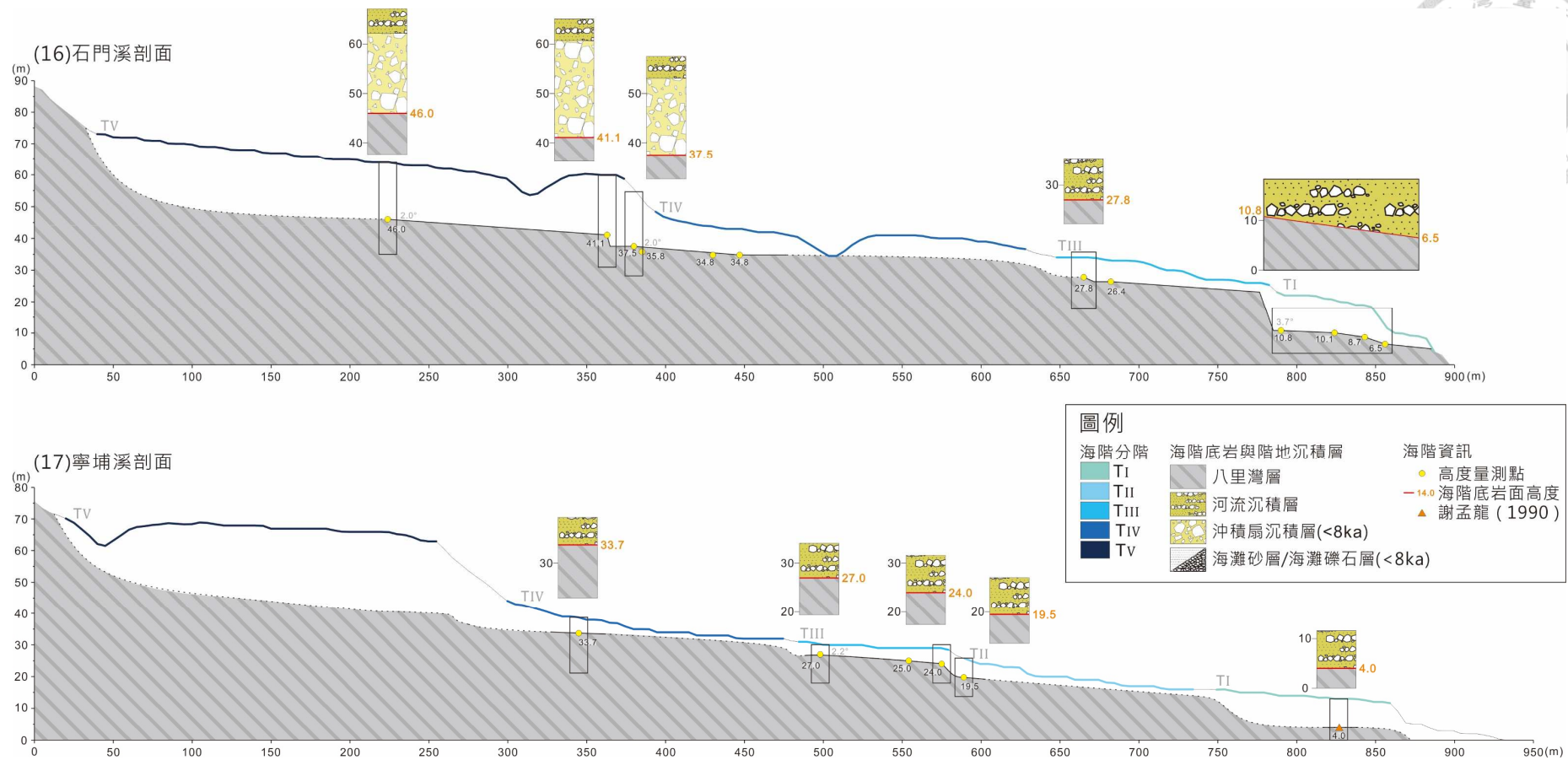


圖 4-29、剖面 16 與剖面 17，石門溪與寧埔溪剖面。



4.2.7 膽曼-小港

膽曼地區的岩盤屬於都鑾山層岩塊，海階多侵蝕於都鑾山層之上，階面狹窄。此區域因缺乏河溝露頭，地表面也多被植被與後期沉積物覆蓋，故階地分階主要以地形面高度與珊瑚及海灘沉積物定年結果為依據，底岩不整合面的海拔高度資料則參考 Yamaguchi and Ota (2004)。膽曼以南岩盤轉為八里灣層，從堺溪至石雨傘地區 TIV 至 TI 海階分布零星，僅 TV 海階分布最廣、保存狀況最為良好 (圖 4-31A)。石雨傘以南海階高度漸漸下降，小港區域尚可在地形上分辨出 5 期的海階，但在小港以南至三仙溪地區，海階高度陡降，區域內缺乏高階的海階。本研究在石雨傘區域採集三個定年樣本，在海拔 40 公尺高的階面上所採集之兩個鑽孔貝樣本年代結果為 8770-8320 與 8330-7880 cal. yr BP (圖 4-31D)，海拔 29.0 公尺高的海蝕凹壁上採集貝殼，年代結果為 5130-4700 cal. yr BP，分別為 TV 與 TIII 海階的年代。在小港區域，本研究亦採集 3 個定年樣本，其中海拔 33.0 與 19.0 公尺的樣本為附著於石灰岩塊上鑽孔貝樣本 (圖 4-31F、G)，海拔 13.0 公尺為海灘相的貝殼樣本 (圖 4-31H)，年代分別為 7930-7480、3880-3500 與 2670-2320 cal. yr BP。

膽曼、石雨傘與小港等三個區域，藉由統整區域內的定年資料所計算的長期抬升速率分別為 6.4、5.0 與 4.5 mm/yr，長期抬升速率有向南漸次下降的現象，與階地觀察到的高度變化一致。石雨傘地區經由長期抬升速率 5.0 mm/yr 所推估的海階生成年代如下：920 (TI, 4.6 m)、4000 (TIII, 20.1)、6100 (TIV, 30.4)、8100 (TV, 40.7) 年前。

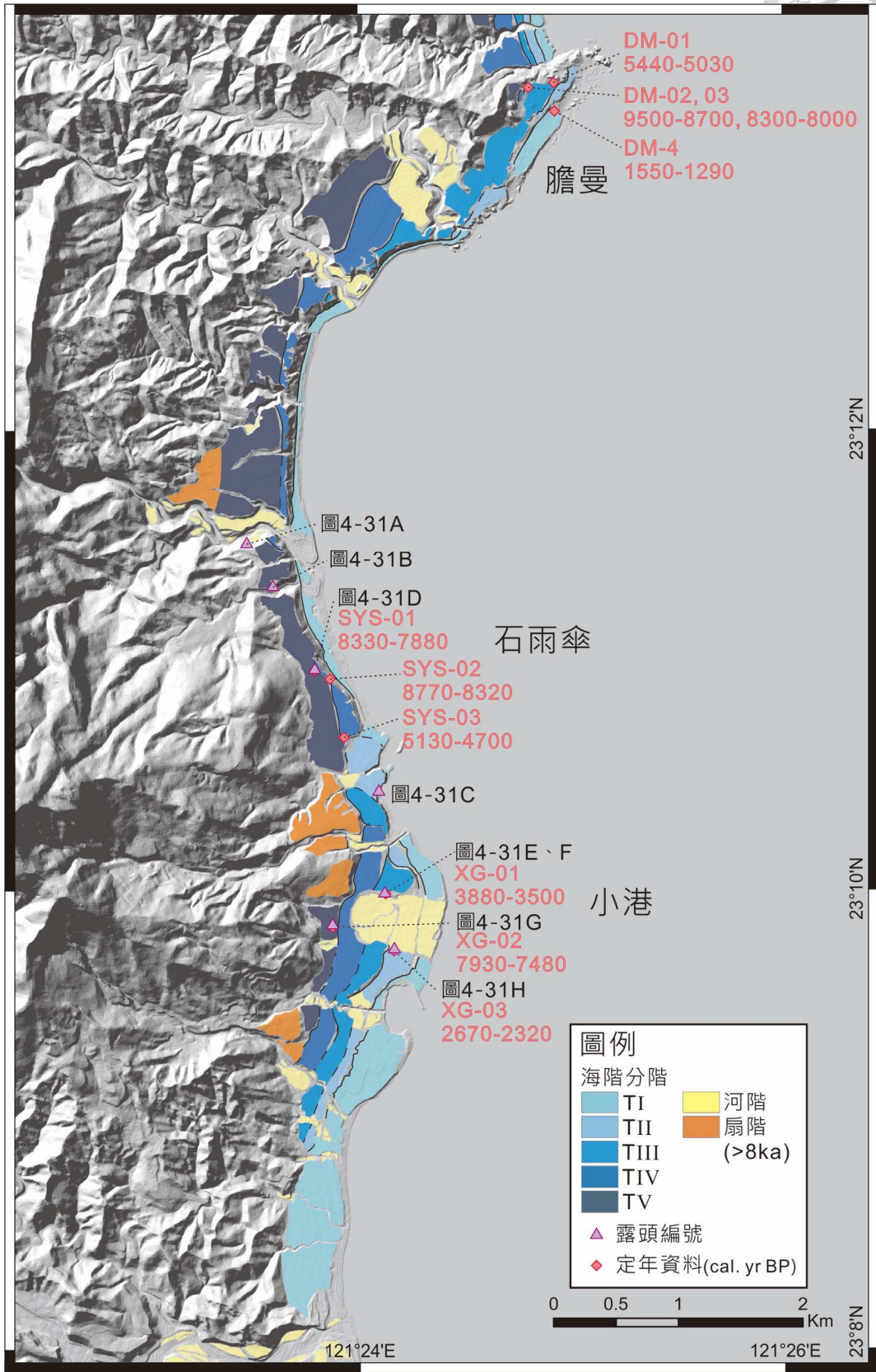


圖 4-30、膽曼至小港定年資料與露頭位置。

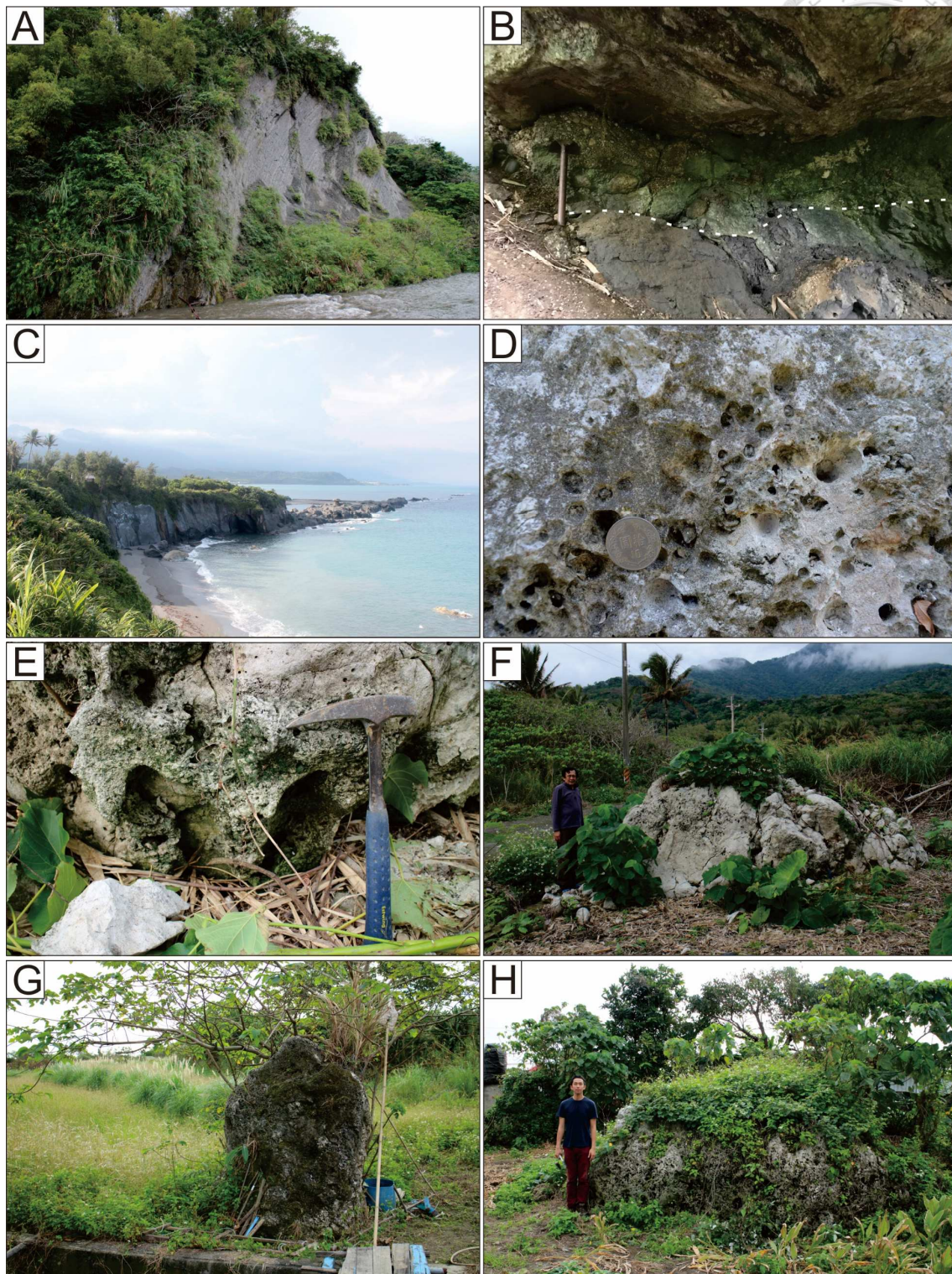


圖 4-31、膽曼至小港海階產狀。A：都威溪 TIV 海階。B：石雨傘產業道路 TV 海階。海拔 40.6 公尺的不整合面上覆蓋有薄層磨圓海灘礫石。C：石傘澳 TII 海階。底岩上堆積有石灰岩塊。D：石雨傘海階頂面採集附著於石灰岩塊生長的鑽孔貝。E：小港採集之鑽孔貝樣本。F：樣本 XG-01 採集石灰岩塊。G：樣本 XG-02 採集石灰岩塊。H：樣本 XG-03 採集石灰岩塊。

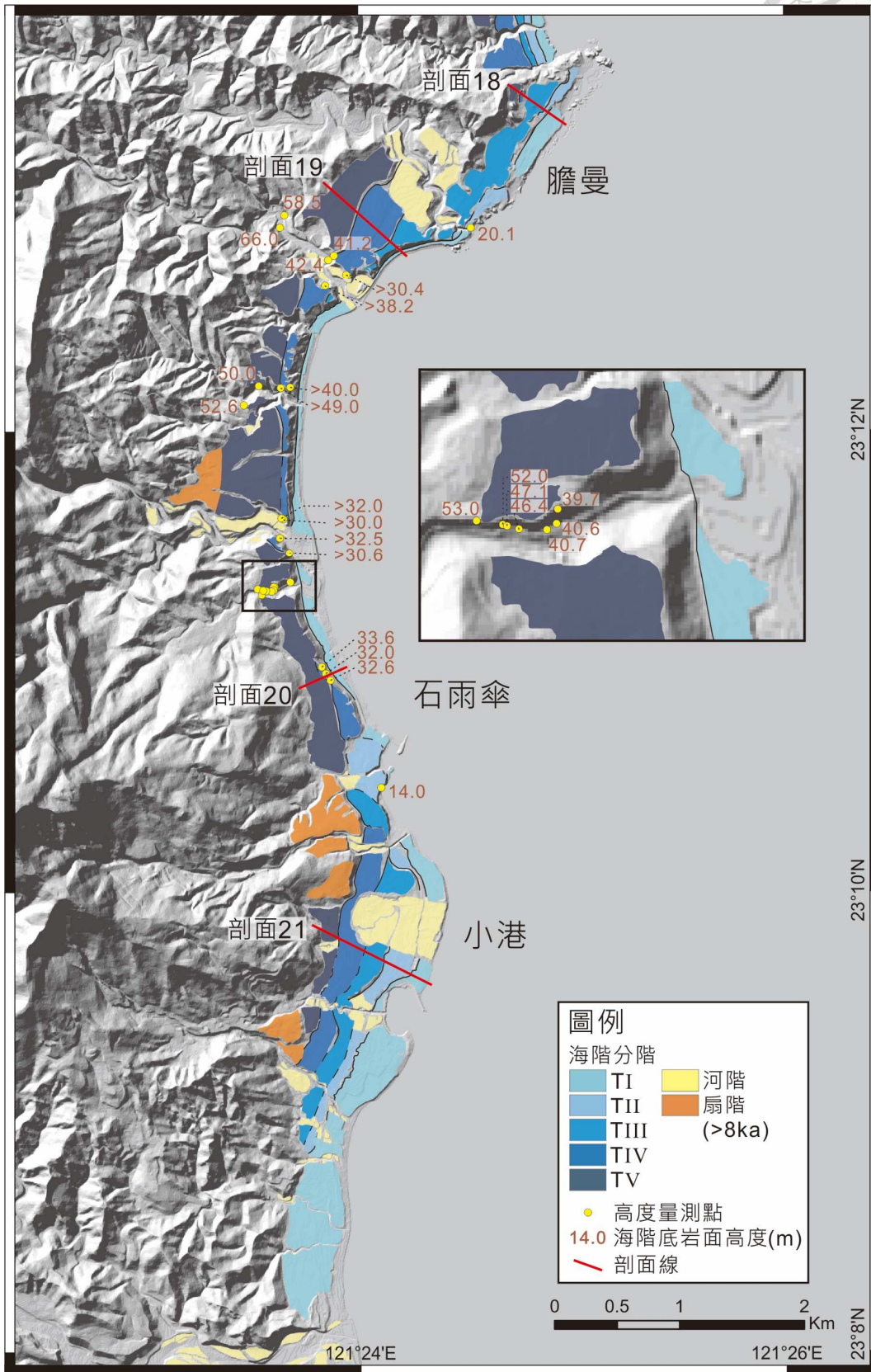


圖 4-32、膽曼至小港階地分布圖。

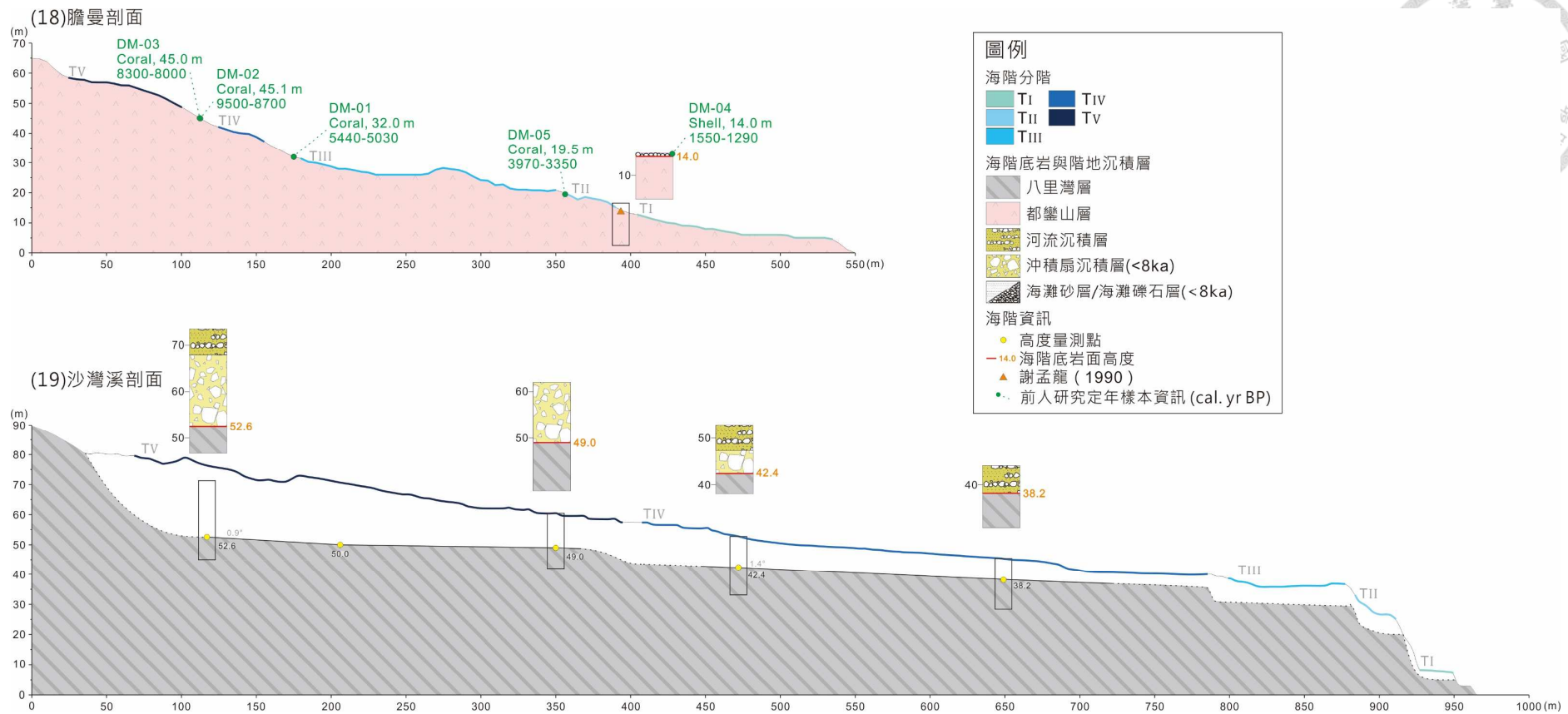


圖 4-33、剖面 18 與剖面 19，膽曼與沙灣溪剖面。膽曼區域底岩為都鑾山層崩積岩塊，頂部多附著有珊瑚生長，定年資料豐富。膽曼以南岩盤重新轉為八里灣層底岩，高位海階分布寬廣，低位海階保存不佳。

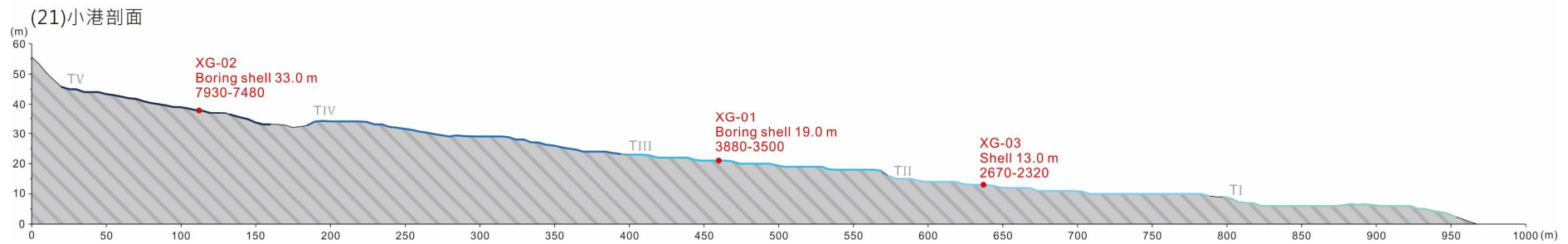
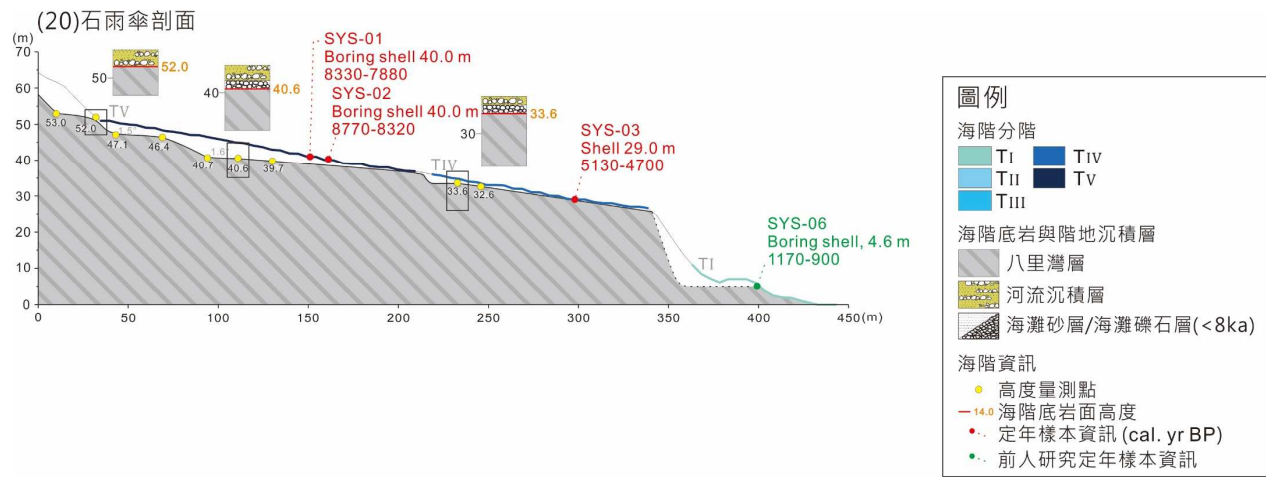


圖 4-34、剖面 20 與剖面 21，石雨傘與小港剖面。石雨傘至小港區域廣布的石灰岩塊具有許多鑽孔貝附著，本研究採集 6 個鑽孔貝進行定年，結果如圖所示。藉由定年樣本計算，石雨傘之抬升速率較小港區域快，海階底岩面高度亦有差異。



4.3 全區海階產狀統整與比較

藉由比較海階底岩面高度、年代資料與上覆沉積物厚度，花東海岸嶺頂至三仙台的海階地形大致可分為兩組階地，北段嶺頂至樟原共有六期的階地，南段八仙洞至小港共有五期的階地。北段海階整體寬度普遍較窄，單一階面多小於 100 公尺，其中以 T5 與 T6 海階最為寬廣，其餘階地分布零星，甚至在許多剖面未出現。南段海階普遍較寬，單一階面可達數百公尺，其中以 TV 海階最為寬廣，在全區的延續性也最佳。

比較南北兩期古海岸線角的高度差，北段的高度差通常較大，約為 3-5 公尺；南段的高度差，在本研究所劃分的階地範圍中，兩期海階的古海岸線角高差多為 8-10 公尺，但依據剖面與野外露頭資料顯示，此高度差為多個小階地所組成，兩期小階地的階崖高差多小於 2 公尺。長期抬升速率的結果，研究區域由北至南共可以劃分為四個區段：嶺頂至鹽寮速率最慢，約 2.5 mm/yr；磯崎至樟原速率稍快，抬升速率約 4.5-4.8 mm/yr；八仙洞至膽曼抬升速率最快，可達 6.2-6.5 mm/yr；石雨傘與小港的抬升速率有些微下降的趨勢，約 4.5-5.0 mm/yr。以上階地古海岸線角高度、年代資料與區域長期抬升速率統整於表 4-3 與表 4-4。



表 4-3、研究區域北段海階資訊。

地區	嶺頂-鹽寮			磯崎-豐濱			綠野-石門			石梯坪		大港口-樟原		
長期抬升速率 ¹	2.5			4.8			4.5			4.5		4.5		
短期抬升速率 ²	-9 ~ -13			-9 ~ -10			-7 ~ -9			-7		-7 ~ -12		
階地分階	H _{sa} ³	Age ⁴	H' _{sa} ⁵	H _{sa}	Age	H' _{sa}	H _{sa}	Age	H' _{sa}	H _{samp} ⁶	Age _{samp} ⁷	H _{sa}	Age	H' _{sa}
T1	-	-	-	3.8	800	3.8	3.6	800	3.6	2.7	1500-900	2.6	580	2.6
T2	3.6	1400	-	7.3	1500	4.5	5.3(T2a) 7.4(T2b)	1200 1600	1.7 2.1	5.5	2100-1500	6.5	1400	3.9
T3	6.3	2500	2.7	11.5	2400	4.2	13.0~10.1	2900~2200	5.6~2.7	-	-	10.7	2400	4.2
T4	-	-	-	16.5	3400	5.0	-	-	-	17.4	3510-3180	-	-	-
T5	11.0	4400	4.7	21.0	4400	4.7	-	-	-	20.0 22.0	4650-3950 5700-4500	18.0	4000	7.3
T6	15.5	6200	4.5	34.0	7100	-	-	-	-	-	-	26.8(T6a) 30.0(T6b)	6000 6700	3.2

¹ 長期抬升速率是利用區域內複數個定年資料搭配樣本高度計算，並透過 excel 求得之最佳解，單位為 mm/yr。

² 短期抬升速率為 GPS 與精密水準測量之量測結果，資料取自胡植慶等人 (2016)，單位為 mm/yr。

³ H_{sa}：海階古海岸線角海拔，單位為公尺。

⁴ Age：藉由區域長期抬升速率所估算之階地年代，單位為年前。

⁵ H'_{sa}：古海岸線角高度差，單位為公尺。

⁶ H_{samp}：定年樣本採集海拔高度，單位為公尺。

⁷ Age_{samp}：採集樣本之定年結果，單位為 cal. yr BP。

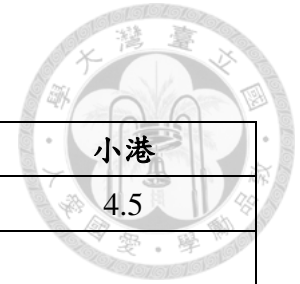


表 4-4、研究區域南段海階資訊。

地區	八仙洞		八仙洞南-長濱			長濱南-烏石鼻			膽曼			石雨傘		小港	
長期抬升速率 ¹	6.2		6.3			6.3			6.4			5.0		4.5	
短期抬升速率 ²			-1.9 ~ -1.4			-2.3 ~ -5.2									
階地分階	H _{samp} ³	Age _{samp} ⁴	H _{sa} ⁵	Age ⁶	H' _{sa} ⁷	H _{sa}	Age	H' _{sa}	H _{sa}	Age	H' _{sa}	H _{sa}	Age	H _{samp}	Age _{samp}
TI	-		10.3	1600	10.3	10.8	1700	10.8	3.0	470	3.0	4.6	920	-	-
TII	18.1	2720-2380	20.7	3300	10.4	19.8	3100	9.0	20.0	3000	16.0	14.0	2800	13.0	2670-2320
TIII	-	-	29.4	4700	8.7	27.8	4400	8.0	24.0	3800	5.0	-	-	19.0	3880-3500
TIV	34.0	6720-4860	-	-	-	39.8	6300	12.0	32.3	5000	8.0	30.4	6100	-	-
TV	-	-	49.1	7800	-	50.4	8000	10.6	>56(?)	8800	23.7(?)	40.7	8100	33.0	7930-7480
												47.1	9400		

¹ 長期抬升速率是利用區域內複數個定年資料搭配樣本高度計算，並透過 excel 求得之最佳解，單位為 mm/yr。

² 短期抬升速率為 GPS 與精密水準測量之量測結果，資料取自胡植慶等人 (2016)，單位為 mm/yr。

³ H_{samp}：定年樣本採集海拔高度，單位為公尺。

⁴ Age_{samp}：採集樣本之定年結果，單位為 cal. yr BP。

⁵ H_{sa}：海階古海岸線角海拔，單位為公尺。

⁶ Age：藉由區域長期抬升速率所估算之階地年代，單位為年前。

⁷ H'_{sa}：古海岸線角高度差，單位為公尺。

⁸ 此階崖高度為石門溪 TIII 海階內直接在露頭觀察到的小階崖。


第五章 討論



5.1 區域抬升速率計算與階地分區

海階沉積物定年結果除了提供階地生成年代與側向對比依據外，同時也可以估算區域的長期抬升速率。但定年樣本的種類多元，若採集於不同的環境則要考慮沉積環境的深度，其中以現地珊瑚的生成深度最難推估。珊瑚生長深度，可由低潮面以下直至海底 40 公尺，前人運用珊瑚樣本計算抬升速率時多會假設單一生長深度值或是直接利用樣本採集高度進行計算（謝孟龍與劉平妹，2010），但計算結果多存在極大的誤差值。為了解決此問題，本研究在利用珊瑚樣本計算抬升速率時，將會判斷該現地珊瑚位在哪一時期的海階，則直接利用該海階的古海岸線角高度來估算抬升速率。花東海岸的抬升機制主要為斷層活動所致，被地震事件抬升上陸的珊瑚樣本，其生長年代應相近於海階面的生成年代。若海階面有多個不同的定年結果，則最年輕的珊瑚年代可能會是最接近海階生成的年代。

圖 5-1 為本研究利用各式定年樣本計算之研究區域長期抬升速率。用來計算抬升速率的定年樣本多為隨著海階生成時沉積的海相沉積物，為近八千年內的產物。大於八千年的定年資料數量較少，主要集中於綠野與八仙洞至長濱等在沖積扇之下具有海進沉積層出露的區域。若比較單一區域同時具有大於 8 ka 與小於 8 ka 的定年樣本的速率差異，八仙洞至真柄、長濱地區透過兩組定年材料估算的長期抬升速率皆為 6.2 至 6.3 mm/yr；綠野一萬年內的長期抬升速率為 4.5 mm/yr，與鄰近的磯崎、石門至石梯坪年輕樣本計算的抬升速率相似。此現象代表花東海岸在綠野地區的構造活動速率在過去一萬年來都維持穩定狀態；長濱地區的構造活動速率則自末次冰期一萬六千年來都維持穩定。



本研究透過定年資料計算抬升速率區間，並利用區域內小於 8 ka 的全部資料求得長期抬升速率最佳解。透過抬升速率的計算結果，研究區域共分為四個不同的抬升區，由北至南依序為嶺頂區（嶺頂至鹽寮，2.5 mm/yr），新社區（磯崎至樟原，4.8-4.5 mm/yr），長濱區（八仙洞至膽曼，6.4-6.3 mm/yr）與石雨傘區（石雨傘至小港，5.0-4.5 mm/yr），此抬升區交界約與縱谷斷層的分段交界緯度相等。除了在長期抬升速率有明顯差異外，受控於速率差異、各個分區的在相同高度的階地年代大不相同，結果統整於圖 5-2。

抬升速率 (mm/yr)

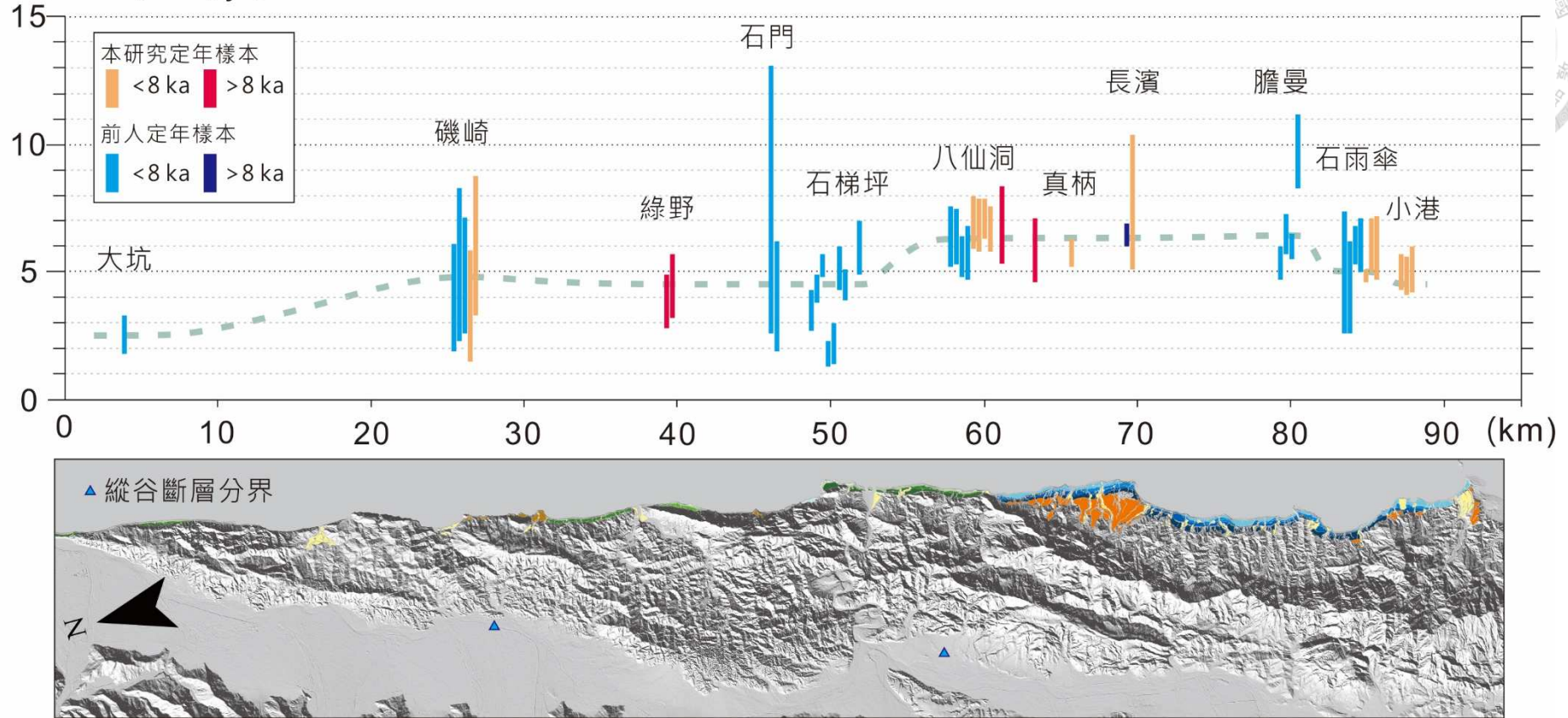


圖 5-1、嶺頂至小港各區長期抬升速率。本研究將速率計算樣本依據年代分為相對海進時期 (>8 ka) 與相對海退時期 (<8 ka) 兩組樣本，所計算之速率區間以直條圖呈現，方塊的上下界極為計算的速率區間，此區間內的數值皆有機會是抬升速率的真值。統計複數組速率資料後，嶺頂區之長期抬升速率為 2.5 mm/yr，新社區為 4.8-4.5 mm/yr，長濱區為 6.4-6.3 mm/yr，石雨傘區為 5.0-4.5 mm/yr。

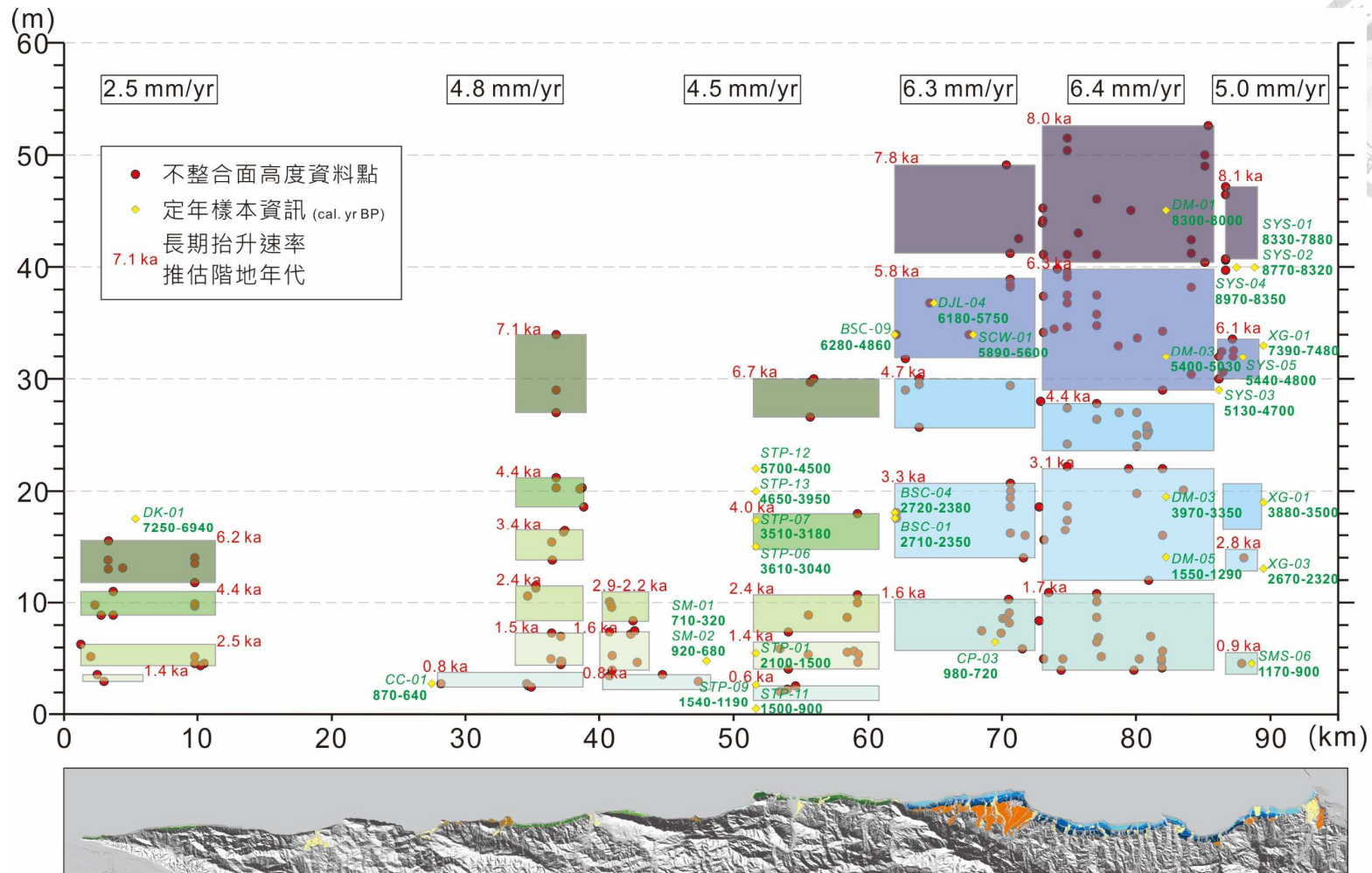


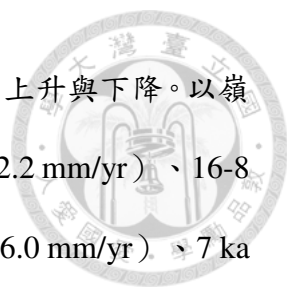
圖 5-2、研究區域階地分區統整圖。以八仙洞為界，研究區域的海階共可區分為南北兩套系統。北段以綠色系表示 T1 至 T6，南段以藍色系表示 TI 至 TV。



5.2 沉積層序演變與海階產狀差異

綜觀研究區域，大部分的露頭皆顯示海階底岩面直接發育於都鑾山層、蕃薯寮層或八里灣層岩盤，底岩面之上堆積年輕於 8 ka 的海灘或陸相沉積物。但在綠野地區與八仙洞以南至長濱沖積扇，可於露頭發現老的海灘沉積物逐漸向上演變為近濱環境的向上變淺序列，之上覆蓋厚層沖積扇沉積層，並轉而覆蓋薄層年輕於 8 ka 的海灘礫石層與陸相的河流與沖積扇沉積物。前人在長濱沖積扇的岩心資料同樣呈現相同的環境演變序列（圖 5-3；Hsieh *et al.*, 2011），岩心的沉積層序變化如下：底部岩盤為八里灣層，不整合面之上的海灘相貝殼年代為 16820-16190 cal. yr BP；海灘礫石層向上逐漸變細、沉積環境由近濱相逐漸轉為遠濱相，遠濱泥層中的貝殼年代為 11450-10990 cal. yr BP。之後海相沉積物被大量的陸相沖積扇覆蓋，而後轉為陸相環境。

統整野外露頭與岩心資料，花東海岸的沉積層序變化可以分為兩時期，以 11-8 ka 的沖積扇沉積事件為界，16-10 ka 花東海岸普遍沉積厚層、粒徑向上變細的海相沉積層，8 ka 後則轉為沉積薄層海灘礫石層。16-8 ka 的厚層沉積層與 8 ka 後的薄層沉積層代表兩時期的容積空間有所不同，前期的容積空間大，且沉積環境有逐漸變深的現象，後期的容積空間則非常小、深度無明顯變化。影響容積空間變化因素有三，海水面變動、地殼變動與沉積物供應量。兩萬年以來，花東海岸的河系並無太明顯變化，研究區域中主要的沉積物供應來源—陸緣的沉積物輸送量並無太大改變，僅於 11-8 ka 有明顯的沖積扇堆積事件，故能夠將沉積物供應量的波動等因素暫不考慮。觀察全球海水面自末次冰期以來的變動，海水面在 20-16 ka 維持低海水面（-120 公尺），16-8 ka 快速上升，於 7 ka 達到頂峰，之後便緩慢下降至今日高度（圖 5-4A）。但除了海水面有明顯的上升以外，花東海岸活躍的抬升現象也必須納入重要考量。為了比較海水面變動與陸地抬升對沉積空間的影響，本研究



繪製相對海水面變化曲線，其斜率顯示了不同時期的相對海面上升與下降。以嶺頂至鹽寮地區為例，雖然絕對海水面在 20-16 ka 緩慢上升（0~2.2 mm/yr）、16-8 ka 快速上升（11.4~13.8 mm/yr）、8-7 ka 上升速率趨緩（4.0~6.0 mm/yr）、7 ka 後緩慢下降（-0.4~0 mm/yr）直至今日的高度，但疊加了嶺頂區的 2.5 mm/yr 陸地抬升速率後（圖 5-4B），20-16 ka 時海水面呈現微微相對海退至穩定狀態（-2.5~-0.3 mm/yr），16-8 ka 海水面快速上升（11.4~13.8 mm/yr），8-7 ka 速率漸趨下降（1.5~3.5 mm/yr），並在 7 ka 後呈現相對海退狀態（-2.9~-2.5 mm/yr）。在相對海水面變化中，斜率為正值代表相對海進、負值為相對海退，斜率為零則相對海水面穩定。海水面穩定時期能夠侵蝕出寬廣的海蝕平台、形成寬而平的海階底岩面；相對海進時期除了提供大的容積空間，也因為海水面的上升使環境變深，而堆積厚層沉積物且向上變細的序列；相對海退時期的容積空間小，故海階其上覆沉積物較薄。這些現象可以解釋本研究區域中觀察到的沉積層序變化。例如長期抬升速率為 6.3 mm/yr 的長濱區（圖 5-5B），在長濱岩心中覆蓋於底岩八里灣層之上、位於海拔 -1 公尺的海灘礫石層定年結果為 16820-16190 cal. yr BP，對應於相對海水面變化圖中 17-15 ka 相對海水面穩定時期（~0 mm/yr），此海灘礫石層即為海水面在底岩八里灣層侵蝕出大的海蝕平台時的海灘沉積物。之後隨著海水面快速上升、環境逐漸變深，海灘相逐漸變為近濱相至遠濱相，岩心中沉積層位於遠濱相的年代為 11450-10990 cal. yr BP 的貝殼樣本，即是在海水上升速率 4.6~8.5 mm/yr 的相對海進時期所沉積。綠野、八仙洞南部（圖 4-23，剖面 10）、南三間屋溪（圖 4-24，剖面 12）與長濱岩心中的厚層海相沉積物皆沉積於相對海進時期。絕對海水面在 8 ka 後上升速率趨緩，轉而維持穩定（圖 5-2，A），快速的陸地抬升造成海水面開始向海側後退，同時形成狹小的容積空間，海蝕平台上轉為堆疊薄層的海灘沉積物，並在抬升上陸之後被河流相或沖積扇沉積層覆蓋，呈現海階底岩面之上堆積陸



相沉積物為主的現象。考慮上述沉積物堆積與環境因子之間的差異，本研究將花東海岸的海階分為兩種類型，16 ka 海水在底岩面侵蝕出不整合面，並在 16-8 ka 堆積厚層的沉積物，呈現「堆積型階地」，8 ka 後隨著海岸持續後退，階面堆積較薄的沉積層，呈現「侵蝕型階地」。

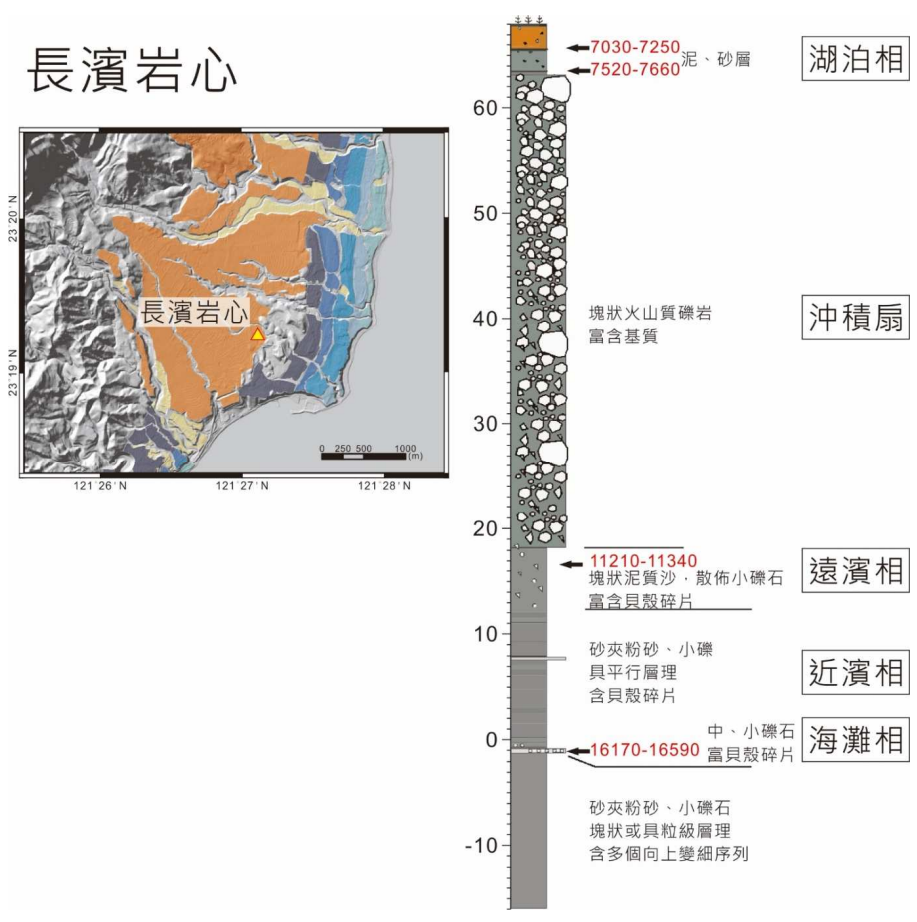



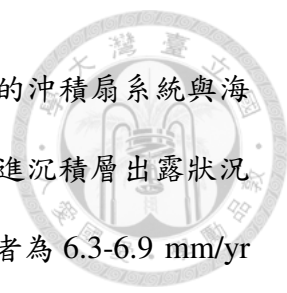
圖 5-3、長濱岩心資料。長濱岩心中可見到厚層的海進層序，但在沖積扇之上未見到海退時期堆積的海灘礫石層，推測海水面在沖積扇沉積後就未再影響至此位置。此結果與地形圖判斷的海階分布位置吻合，8 ka 後生成的海階並未進入長濱岩心的區域。岩心資料引用自 Hsieh *et al.* (2011)。

觀察研究區域內的海階沉積物的分布，除了綠野與八仙洞南部至長濱區域具有 16-8 ka 海進時期的沉積物出露，其餘剖面全新世海階皆直接侵蝕於岩盤之上，缺乏海進沉積層。花東海岸全區皆向東面對太平洋，故海水面在海進時期的變化在



全區應當具有一致性，海進時期推測在大部分地區都堆積有厚層沉積層。在今日觀察不到海進沉積層具有兩個可能原因，一為海進沉積層尚未被抬升上陸，之上被厚層陸相沉積層覆蓋，二為海進沉積層皆已被侵蝕殆盡。圖 5-5B 為嶺頂區利用長期抬升速率 2.5 mm/yr 所繪製的相對海水面變化，目前僅 9 ka 後受海水面影響所沉積的沉積層已抬升上陸，16-9 ka 的古海階面與沉積層現今都還在海水面之下。相同的概念可以套用於新社區 (4.8-4.5 mm/yr) (圖 5-5A)，相對海水面變化曲線顯示這些區域僅 13 ka 後的沉積層被抬升上陸，16-13 ka 的沉積層仍位於海水面之下，與本研究在綠野地區的海岸露頭僅觀察到 10 ka 的海灘沉積層 (樣本 LY-01、LY-02)，缺乏更老的沉積層的現象一致。

但在長期抬升速率大於 6 mm/yr 的情況下，自 16 ka 以來所有的沉積層都已被抬升至現今海水面之上。海進沉積層在長濱區大部分的露頭皆未能觀察，僅在長濱岩心與大俱來區域出露的原因，本研究認為是受到後期的侵蝕所致。相對海水面在 8-7 ka 達到頂峰後開始下降，曲線會在海進時期與海退時期兩度穿過相同的高度 (圖 5-6)，代表隨著陸地抬升，在海進時期被海水淹沒的區域將會重新抬升至海水面，再次受到海浪的侵蝕，導致海進沉積層被侵蝕殆盡。但在綠野與長濱岩心可以觀察到海進沉積層的原因，本研究認為與其上覆的沖積扇沉積層相關。藉由各地區的定年資料與沉積物形態佐證，花東海岸在 10-9 ka 時於綠野、八仙洞南部至長濱與都蘭區域皆出現巨大的沖積扇堆積事件。隨著大量的陸相沉積物被沖積至海中，除了覆蓋海相沉積層、形成保護作用外，沖積扇也迫使海岸向海側後退 (圖 5-7B)。隨著沖積扇停止堆積，海浪侵蝕重新掌控海岸的塑形 (圖 5-7C)。8-7 ka 後，陸地抬升作用主控海階的生成，被沖積扇覆蓋的區域海水將會侵蝕沖積扇、在沖積扇之上形成海階，未被沖積扇覆蓋的區域海浪則會侵蝕海進時期的沉積層、甚至將海進沉積層侵蝕殆盡，形成八里灣層或都鑾山層岩盤的海蝕平台，造成現今岩盤之



上海進沉積層分布不均的現象。比較綠野、長濱與都蘭三個區域的沖積扇系統與海進沉積層產狀差異，綠野區域大部分的沖積扇皆被侵蝕殆盡，海進沉積層出露狀況良好（圖 5-8A）；都蘭與長濱兩區域的長期抬升速率相似，前者為 6.3-6.9 mm/yr（陳思婷，2018）、後者為 6.3 mm/yr，兩區域速率皆大於 6 mm/yr，16 ka 以來的沉積層皆被抬升至海水面之上，但在都蘭沿海地區可以觀察到八里灣層的不整合面與上覆的海進序列（圖 5-8D），長濱沿海地區則未有海進序列的出露（圖 5-8C）、沿海露頭僅可見到沖積扇主體。年代資料顯示兩處沖積扇的生成年代相似，沖積扇結束堆積後受侵蝕的時間應相似，若兩區域的侵蝕速率相當，則沿海地區的產狀差異指示長濱沖積扇的原始扇面較都蘭沖積扇大；但若兩區域原始的沖積扇面大小相似，則長濱的海岸侵蝕速率（backwasting rate）較都蘭區域小，此結果與許民陽（2005）估算沖積扇年平均後退速率，長濱沖積扇為 0.43-1.1 m/yr，都蘭沖積扇為 1.3-1.6 m/yr，長濱沖積扇海岸後退速率較小的結果相符。

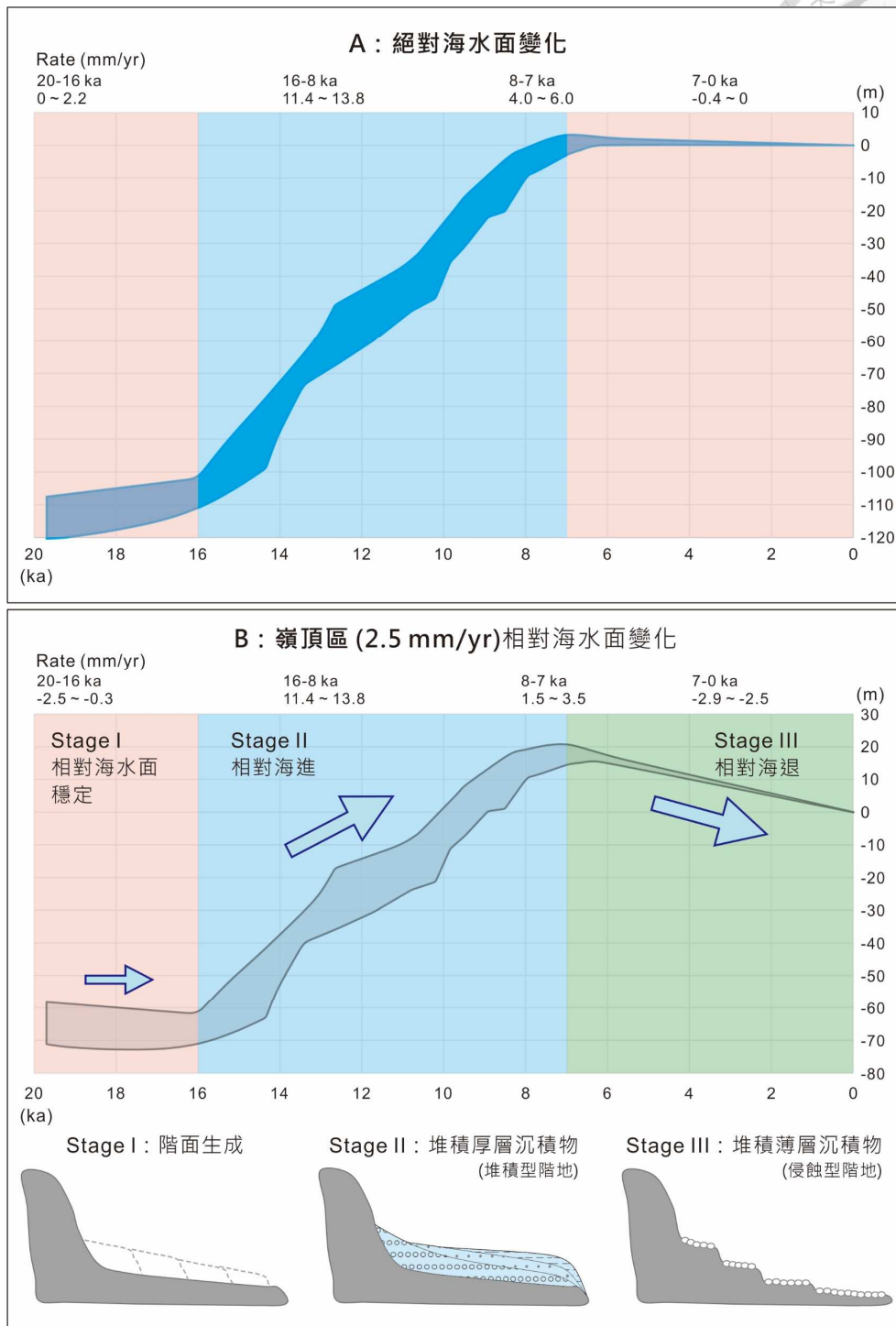


圖 5-4、絕對海水面與嶺頂區相對海水面變化。**A**：絕對海水面變化，海水面在 20-16 ka 與 7-0 ka 時穩定，16-8 ka 時上升快速。**B**：以 2.5 mm/yr 的嶺頂區為例，相對海水面在 20-16 ka 速率為 -2.5 ~ -0.3 mm/yr，維持穩定，此時期將侵蝕出大的海蝕平台。16-8 ka 相對海水面快速上升 (11.4 ~ 13.8 mm/yr)，將堆積厚層沉積物，形成堆積型階地。7 ka 後相對海水面開始下降 (-2.9 ~ -2.5 mm/yr)，將形成上覆沉積物薄的侵蝕型階地。

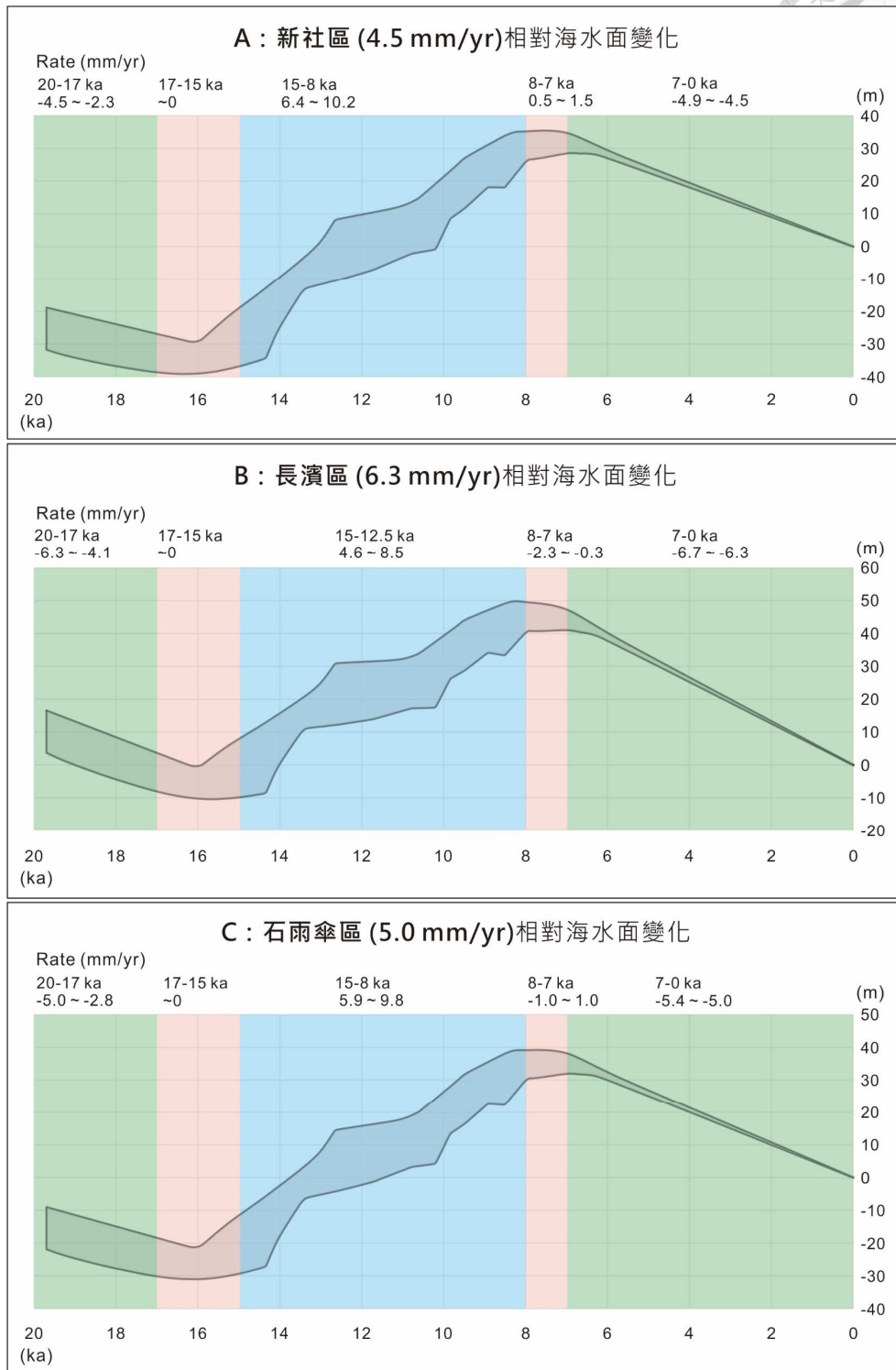
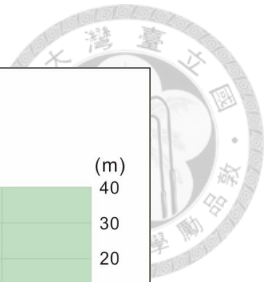


圖 5-5、新社區、長濱區與石雨傘區相對海水面變化。這三個區域的相對海水面變化趨勢相似，在 20-17 ka 時相對海退、17-15 ka 海水面穩定、15-8 ka 海水面快速上升，但各地區海水面的上升幅度不同，以石梯坪至樟原地區相對海面上升最多，為 75 公尺；8-7 ka 區域出現第二次的相對海水面穩定狀態，開始侵蝕出大的海階；7-0 ka 則穩定的相對海退。

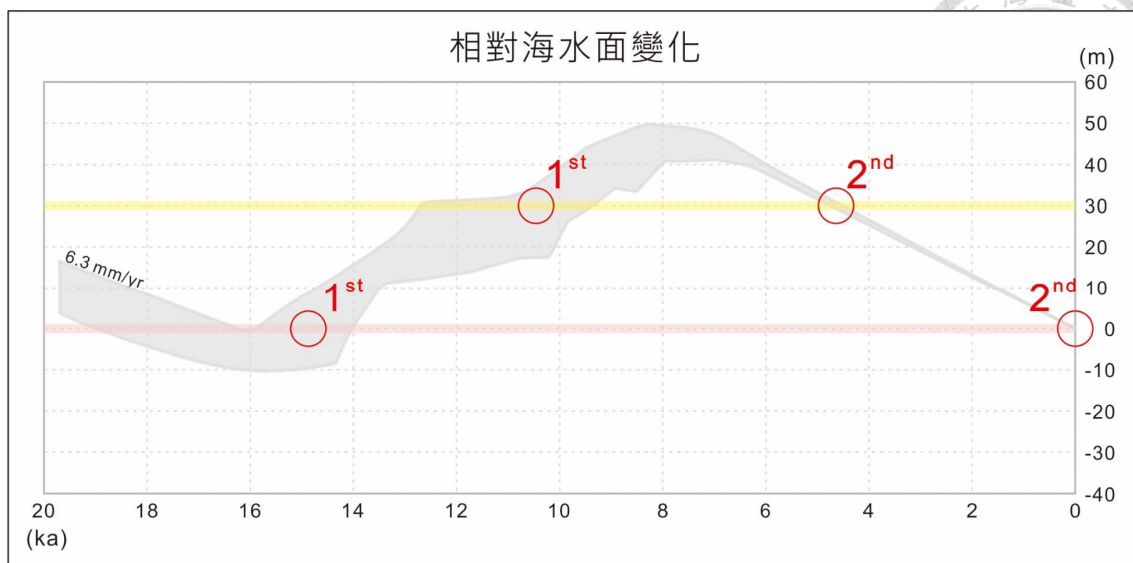


圖 5-6、海水面兩度通過相同位置示意圖。在花東海岸被抬升的海階地形，其海階面至少都二度受過海水面影響。以長濱區 6.3 mm/yr 為例，圖中的黃線為現今高度 30 公尺海階面，除了在 4.5 ka 時有通過海水面形成海階以外，在 12-10 ka 相對海進的時期，海水面也有通過此區域，沉積下海進沉積層，故 4.5 ka 時的海階將會侵蝕在海進沉積層之上，甚至將全部的沉積物侵蝕殆盡。粉紅線則為 0 公尺、現今海水面的高度，藉由此曲線可知道現今被抬升至海水面高度的沉積層為 16-14 ka 所沉積的海灘相沉積層。

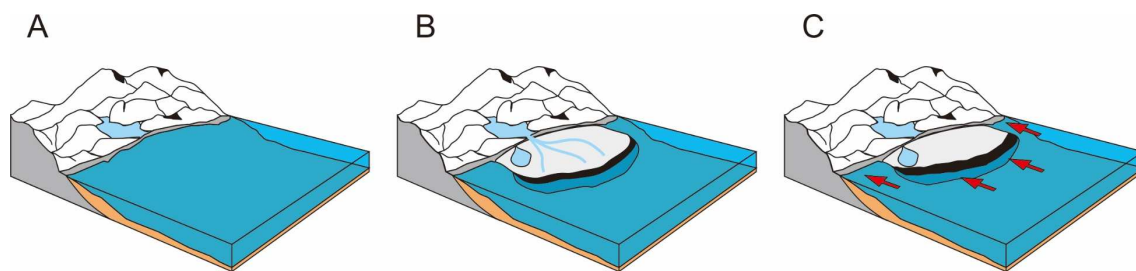


圖 5-7、沖積扇造成沉積物保存示意圖。A：隨著海面上升，厚層的海相沉積層將會堆積於岩盤之上。B：在 10-9 ka 時，巨大的沖積扇沉積事件堆積於海岸線，除了覆蓋住海相沉積層，也迫使海岸線向海側後退。C：在沖積扇停止堆積後，海浪侵蝕將會再次造成海岸線的向陸側前進，並在 8-7 ka 後相對海退時形成海階。被沖積扇覆蓋的區域將會侵蝕沖積扇，進而保護海進沉積層，缺乏沖積扇覆蓋的區域將會侵蝕底岩與海進沉積層，造成海進沉積層的缺失。圖片修改自 Bruner and Smosna (2000)。

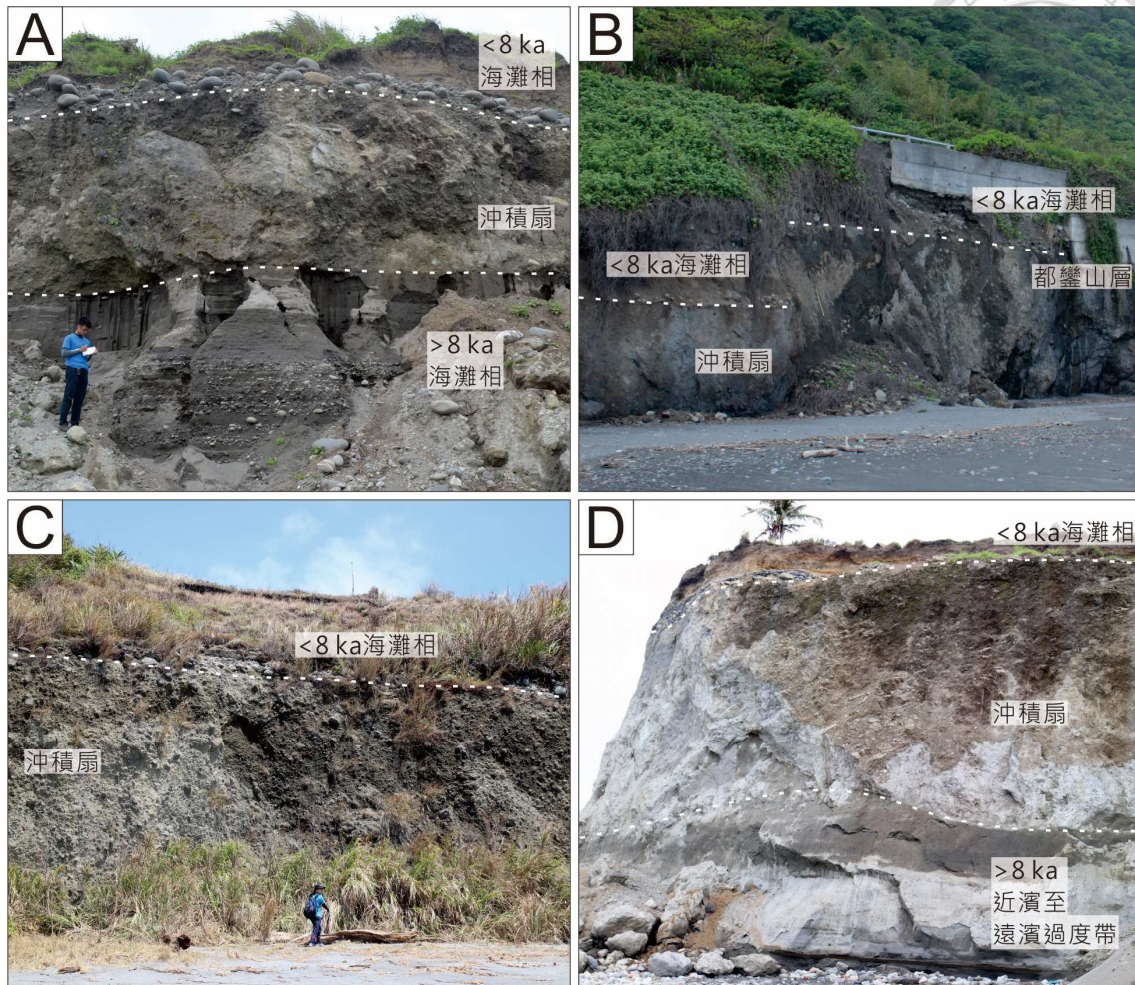


圖 5-8、綠野、長濱與都蘭沖積扇產狀。A：綠野沖積扇。沖積扇沉積層覆蓋於老的海灘相沉積層之上。沖積扇頂部的不整合面覆蓋有年輕的海灘礫石層，顯示此階海階在生成時海水受到沖積扇的阻隔，並未侵蝕到海進沉積物，故海進層序能夠保存。B：北部綠野沖積扇。此處出現兩階海階，低位海階的底岩為沖積扇沉積層，高位海階的底岩為都鑾山層。在此露頭沖積扇近乎被侵蝕殆盡，海階直接侵蝕於底岩生成。C：長濱沖積扇。長濱沿海區域出現厚層的沖積扇沉積層，上面覆蓋有年輕的海灘礫石層，小於 8 ka 的海階皆侵蝕於沖積扇生成。D：都蘭沖積扇。海岸露頭可見到完整的海進層序。露頭底部為底岩八里灣層，不整合面之上覆蓋有海灘相、近濱相、遠濱過度帶至遠濱相沉積物，最後接到沖積扇層。沖積扇之上覆蓋有薄層的海灘礫石層，為相對海退時期的產物。若運用單一沖積扇系統來類比三個地區的沿海露頭分別坐落於沖積扇的哪個區塊，長濱沿海地區位於扇端，屬於沖積扇的最外緣；都蘭沿海地區位於扇央，出露有厚層的下伏地層；綠野沿海地區則位於扇頂，整個扇體幾乎被侵蝕殆盡。



5.3 海階分階與對比

前人針對花東海階研究，大多利用地形面高度進行海岸的階地分期與側向對比（石再添等人，1988）。但地形高度易受後期陸相沉積物覆蓋所影響，如南段區域的 TIV 海階，底岩面上覆沉積物厚度分布不均，在長濱溪與石坑溪剖面（圖 4-28，剖面 14）沉積物薄，皆小於 10 公尺，但南掃別溪剖面（圖 4-28，剖面 15）沉積物則非常厚，達 20 公尺。為了解決此問題，Yamaguchi and Ota（2004）雖然透過底岩資料進行階地分階，但範圍則侷限於石梯坪與膽曼等基盤為都鑿山層的硬岩區，軟岩區則普遍缺乏資料。Hsieh *et al.*（2004）雖然在軟岩區繪製諸多剖面，但其剖面的控制點不多，缺乏不同期海階的古海岸線角資料，底岩形態皆繪製呈朝東傾斜面，全區海階畫為一階，缺乏分階資料。

本研究經由野外量測與觀察，確認花東海岸自 8 ka 以來的海階皆為侵蝕型階地。侵蝕型海階容積空間小、上覆沉積物薄，海階底岩面高度會近似於古海水面高度，故可以利用海階底岩面的高度進行階地分階。除了此因素外，本研究透過抬升速率進行分區，在相同的分區中除了地形崖有良好的側向延續性，相同分階的海階，其底岩高度在不同溪流的亦位在相同海拔高度，能夠進行側向對比，例如在長濱區，TIV 海階除了在地形上以地形崖相連，底岩高度在長濱溪、南掃別溪、石門溪與寧埔溪皆位在海拔 30-40 公尺（圖 5-2）。底岩不整合面高度具有良好延續性代表海階不整合面的生成與抬升屬於區域性，在海階生成後隨即受到區域性的陸地抬升事件所致，底岩面鮮少被河川侵蝕。故本研究認為若未觀察到海階底岩面與海相沉積物的交界，在地形上沒有明顯的河階地形特徵、所量測的高度資料亦符合西高東低的情況下，這些不整合面的高度皆可視為海階底岩面的高度，即古海水面位置。以下對於階面及階崖形態的討論皆建構於此論點。



5.4 海階階面與階崖形態差異

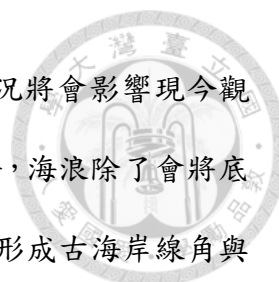
5.4.1 階面形態差異

(1) 南北區域階面差異

以八仙洞為界，研究區域中南北階地的寬度差異明顯，相較於南段區域，北段區域的海階寬度明顯較窄（表 5-1），甚至鹽寮以南至新社以北的海岸無全新世海階分布，海岸線僅臨陡峭的山崖。本研究認為造成此現象的主因與基盤岩性的抗侵蝕能力有關，北段研究區域的岩盤主要為都鑾山層與八里灣層水璉礫岩段、質地堅硬，抗侵蝕能力佳，海浪難以侵蝕的情況下無法生成寬闊的海階底岩面，而多形成一系列的海蝕凹壁。南段研究區域的基盤岩性為八里灣層，質地較為軟弱，故較易形成寬闊的海階面。除了前人研究有提及此現象以外（石再添等人，1988；謝孟龍，1990；Hsieh *et al.*, 2004），許民陽（2005）透過比較航空照片、地形圖與海岸露頭實際量測，同樣指出都鑾山層岩性堅硬、八里灣層軟弱，前者後退速率極小、後者後退速率可達 1-3 m/yr，指示北段區域的底岩抗侵蝕時能力明顯較南段區域良好，因而北段階地狹窄、南段階寬廣。

表 5-1、各區域海階寬度（m）。

北段 分階	嶺頂區	新社區			南段 分階	長濱區			石雨傘區
	嶺頂- 鹽寮	新社- 豐濱	綠野- 大灣	石梯坪- 樟原		八仙洞- 長濱	長濱- 膽曼	膽曼- 石雨傘	石雨傘- 小港
T6	80-120	100-120	-	90-200	TV	180-300	300-350	200-400	120-200
T5	70-90	80-100	-	60-100	TIV	120-250	130-250	180-300	110-160
T4	-	10-30	-	-	TIII	100-250	70-120	160-180	100-170
T3	30-50	<20	>30	50-90	TII	90-150	70-120	70-120	70-200
T2	<20	<10	<30	10-30	TI	90-150	10-90	10-100	70-200
T1	-	<20	<10	<10	-	-	-	-	-



除了形成海階的底岩岩性具有差異，階面生成後的保存狀況將會影響現今觀察到的海階面寬度。此概念為海蝕平台受到抬升成為低位海階時，海浪除了會將底岩侵蝕出新的海蝕平台外，同時也會侵蝕海岸內緣的低位海階、形成古海岸線角與海蝕崖。此侵蝕現象必須待海階抬升夠高、完全脫離海水面後階面寬度才會停止影響。故海階在海岸停留的時間越長，則受到的侵蝕會越大。南北低位海階在海岸停留的時間長短可由形成海階的斷層活動特性與地震再現週期作評估，除了透過海階底岩面高度推估的地震再現週期，北段約 1000-2000 年，南段 1.4-2.5 公尺的小階崖則遠小於 1000 年以外，北段階地兩期古海岸線角高度 (2.7-5.6 公尺，表 4-3) 差普遍較南部 (1.4 公尺，表 4-4) 大。假若斷層累積能量速率相同，大的垂直抬升量需要較長時間累積能量，顯示北段的低位海階在海岸附近會停留較長時間。Hsieh and Rau (2009) 預估的花東海岸南北地震再現週期，北段為大於 1000 年，南段則為小於 200 年，與本研究相似。另外，南段區域的海階皆位在池上斷層上盤，池上斷層活躍而快速的潛移將使海階持續抬升，加速低位海階脫離海岸的歷程。以上結果皆顯示北段區域的低位海階所受的侵蝕時間較南段區域長，故容易形成階地北窄南寬的現象。

(2) 各區域階面差異

若比較各區域內不同期海階面的寬度差異，以嶺頂區為例，以 T6 海階階面最寬，T2 海階最窄。在其他抬升區中結果皆相似，北段 T6 至 T1 海階中以 T6 海階面最寬，南段 TV-TI 海階中以 TV 海階面最寬 (表 5-1)。影響階面寬度的因子主要為底岩強度、海浪侵蝕力的強弱與侵蝕時間長短。各區域中海階底岩岩性相同，故造成階面寬度差異的成因不會是底岩抗侵蝕能力差異所造成。在海岸線形態、地形或海流沒有巨大變化的情況下，海浪侵蝕力並不會有太大改變。除了小部分區域的 TI 海階與現今海岸線呈現不平行，各期海階的分布大多平行於現今海岸線，顯




示各期海階在生成時的古地形以及海浪侵蝕能力應與現今的海岸狀態相似。在侵蝕能力相同情況下，侵蝕時間長短決定了階面寬度。以長濱區為例，相對海水面變化曲線（圖 5-5B）在 8-7 ka 時斜率為 0，代表海水面變動速率相近於陸地抬升速率、相對海水面穩定，海水面在單一高度會停留較長時間，故能侵蝕出較大的海階底岩面。7 ka 以後斜率為 $-5.4 \sim -5.0$ mm/yr，表示環境呈現相對海退狀態，快速的陸地抬升造成海水面在單一高度停留時間短，故侵蝕出來的海階面寬度較窄。根據階地沉積物定年資料與利用長期抬升速率估算的階地生成年代（圖 5-2），T6 海階生成於 7.1-4.4 ka，TV 海階生成於 8.0-6.3 ka，兩者生成年代皆涵蓋 8-7 ka 的相對海水面穩定時期，故此兩海階較區域內的其它海階面更為寬闊。

5.4.2 階崖形態差異

(1) 地形崖

透過各區域剖面資料可以觀察到花東海階雖然在抬升上陸後被厚薄不一的陸相沉積物覆蓋，但地形面上的地形崖與底岩面上的海階崖多位置相近。海階崖的生成與海岸侵蝕作用息息相關，地形崖與海階崖出現於相同位置代表地形崖的生成同樣受到海水侵蝕的影響，其模式如下：在海蝕平台抬升上陸成為低位海階（Ta）時，河流會在 Ta 的海階面上產生侵蝕與堆積作用，除了侵蝕上覆的薄層海灘沉積物以外，河流沉積層與沖積扇沉積層亦迅速的覆蓋海階表面（圖 5-9B）。此時若新的海蝕平台向內侵蝕 Ta 海階並形成海蝕崖時，Ta 海階上的陸相沉積物將會一同受到海浪侵蝕，使地形崖同時生成（圖 5-9C）。在下一次的地震事件發生時，被抬升的 Ta 低位海階將不再被河流所影響，河流因為侵蝕基準面的改變而開始產生下蝕作用，轉為在新的 Tb 低位海階面侵蝕與堆積沉積物（圖 5-9D）。隨著新一期的海蝕平台向內形成，Tb 海階的地形崖與海階崖也會再次生成，形成一個又一

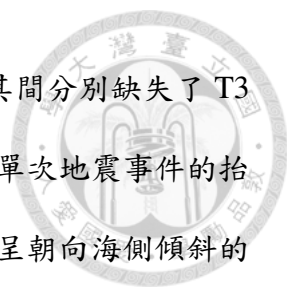


個的底岩崖與地形崖。現生的海蝕崖與地形崖同時生成的實例於海岸地區多處可見，如新社地區的 T1 低位海階，其底岩面位在海拔 2.8 公尺，上覆河流沉積物厚度約 8 公尺，底岩面與陸相沉積物同時被海水侵蝕出海蝕崖與地形崖（圖 4-2F）。南段海階也可以在石門溪溪口觀察到覆蓋在海階面之上的河流沉積物一同與海階底岩面被海水侵蝕的現象（圖 4-26D）。

除了河流沉積物外，山麓沖積扇沉積物亦會堆積在海階之上，尤其靠近山麓前緣的高位海階，其海階面頂部於野外剖面可觀察到 10-30 公尺的厚層的沖積扇沉積層（圖 4-26B）。其中以石梯坪至樟原與八仙洞至真柄最為明顯，T6、T5 與 TV、TIV 等兩組海階皆被後期的沉積物覆蓋、於地形面上觀察不到兩期海階的地形崖。前人於大壩來溪採集一系列覆蓋 TV 與 TIV 的沖積扇沉積物（圖 4-20），4 個碳樣年代皆為 6390-5660 cal. yr BP（樣本 DBL-02、03、04、05；謝孟龍，1990；劉平妹與謝孟龍，2007），與 TIV 海階年代相近（樣本 DJL-01，6180-5760 cal. yr BP），顯示於 TIV 海階生成時，有大規模的堆積事件形成沖積扇，將鄰近山麓的 TV 與 TIV 海階覆蓋。隨著構造抬升活動、海岸持續後退，遠離山麓的年輕低位海階的上覆沖積扇沉積物則越來越薄，僅在海蝕崖前堆積崖錐沉積物。研究區域中以鄰近高位海階 T4 及 TIV 的崖錐堆積物最厚，T3 至 T1、TIII 至 TI 海階則鮮少受到崖錐堆積物影響，地形崖明確且連續。

(2) 海階崖

海階崖為兩期階地之間具有高差，其成因主要受控於海浪侵蝕與構造抬升作用。假設在海水面穩定時期、海階形成僅受控於同震抬升影響，其階地層序保存完整、底岩面亦呈近乎水平的海階形態，各期的階崖高度可視為每次地震事件的抬升量。但海階保存程度通常各地迥異，相較於長濱區階地層序完整，嶺頂區與新社區的低位海階分布較為零散，以新社至豐濱的階面侵蝕現象最為嚴重，常會有海階被



侵蝕消失，導致 T4 與 T2 海階或 T3 與 T1 海階呈現相鄰現象，其間分別缺失了 T3 與 T2 海階（圖 4-10），此時海階崖所記錄的高度就不可以視為單次地震事件的抬升量，而是多期構造事件累積的結果。再者，海階面在形成時常呈朝向海側傾斜的緩斜面（圖 4-8D；圖 4-17B），海階崖的高度通常會小於兩期階地古海岸線角之間的高度差，並隨著低位階地向內侵蝕時逐漸增高（圖 5-10B）。

除了階面的傾角會影響受侵蝕後的海階崖高度外，間震時的地殼垂直變形同樣會使海階崖與古海岸線角高度產生變化。前人透過 GPS 與水準測量資料觀察到花東海岸全段具極快的間震變形速率（Ching *et al.*, 2011），嶺頂至長濱屬於沉降環境、全段間震變形速率約為 -15 ~ 0 mm/yr，呈現下降現象；長濱以南至富岡屬於抬升環境，速率為 0 ~ 15 mm/yr。在快速的間震變形下，間震沉降的區域在抬升後因為受到地殼沉降作用，其古海岸線角與海階崖的高度會變低（圖 5-7C）；反之，間震抬升區因為受到地殼的快速抬升，古海岸線角與海階崖的高度反而會變高（圖 5-7D），現今觀察到的海階崖與古海岸線角高度皆為同震與間震變形共同影響所致。北段 T1 至 T6 海階高度 2.7-5.6 公尺的海階崖，以及位於綠野、靜埔與樟原的硬岩都鑿山層中，藉由相鄰兩期海蝕凹壁具有 3.1-3.6 公尺高度差，其原始同震抬升的高度應該大於 2.7-5.6 公尺。反之，南段區域的海階崖，本研究在石門溪（圖 4-29，剖面 16）的 TIII 階地內有觀察到一高差為 1.4 公尺的小階崖，應最為接近單一地震事件所形成的階崖。受到南段區域間震快速抬升的情況下，其原始同震抬升量應小於 1.4 公尺。比較兩階崖高度，形成北段海階的同震抬升量明顯大於南段海階，北段海階的同震抬升量可達 3-5 公尺、南段海階則小於 1.5 公尺。

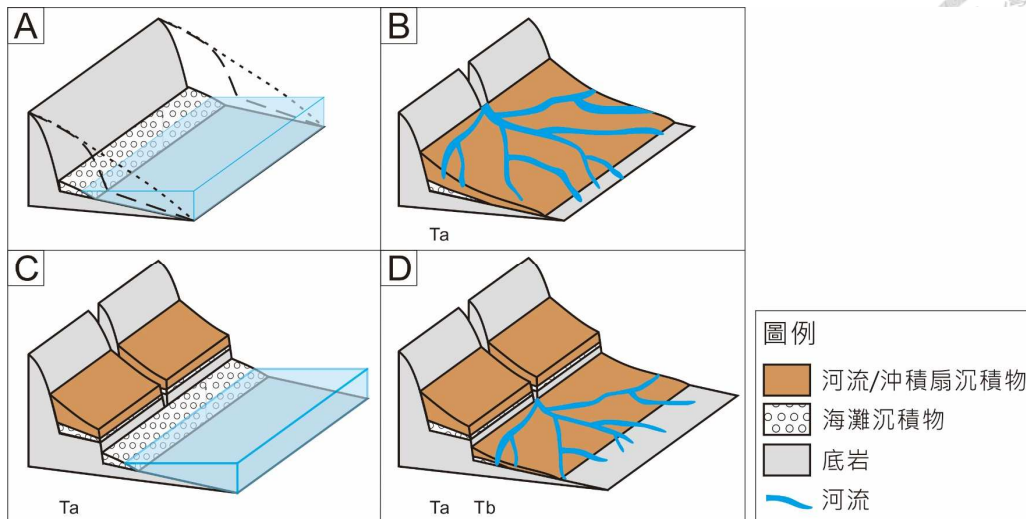


圖 5-9、海階崖與地形崖生成示意圖。**A**：海浪於底岩侵蝕出海蝕平台，並在底岩上堆積海灘沉積物。**B**：區域抬升，產生 Ta 低位海階，河流在低位海階上侵蝕海灘沉積物、並堆積河流沉積物。**C**：新的海蝕平台生成時，將侵蝕出新的海階崖，同時地形崖也應之產生。**D**：第二次的區域抬升事件生成新一期的 Tb 低位海階，並隨著河川下蝕，Ta 海階被棄置，轉而堆積於 Tb 海階之上。

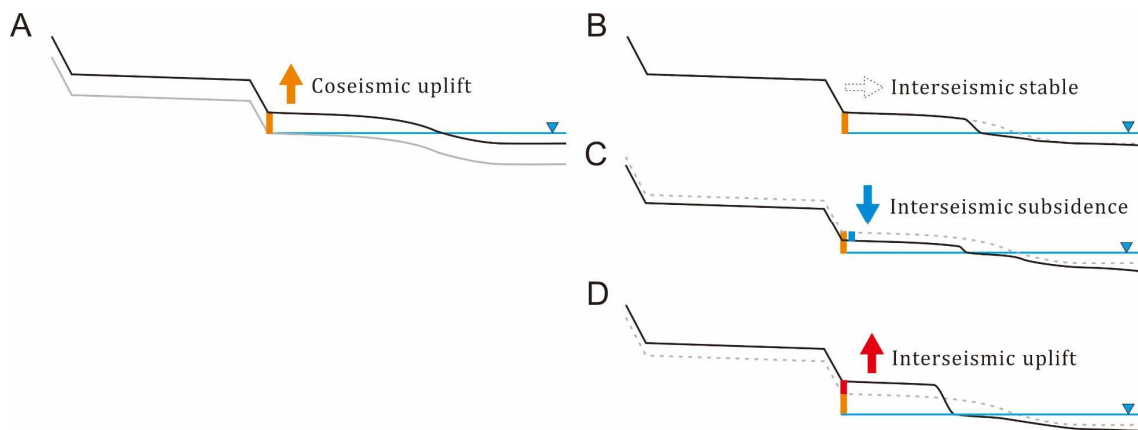


圖 5-10、間震變形改變海階高度示意圖。圖中的灰線皆為變化前的原始地形面。**A**：同震變形造成抬升。原始的海蝕平台被抬起形成海階。**B**：間震時期穩定的區域，地表並不會有垂直方向的抬升或沉降。古海岸線角高度不變，但海階崖會受到原始海蝕平台為斜面的影響，隨著海岸線向陸測退後的過程，高度會慢慢上升。**C**：間震時期沉降區，古海岸線角高度與海階崖高度皆會下降。**D**：間震時期抬升區，古海岸線角高度會被抬升，而海階崖的高度除了受到構造抬升外，階面向內侵蝕的現象同時也會使高度增高。



5.5 花東海階抬升構造與機制

無論位於北段或南段花東海岸，其階梯狀的海階地形與一系列的海蝕凹壁、側向延續性良好的底岩崖與地形崖、以及前人在花東海岸不同區域發現在相同年代被抬升上陸的潮間帶生物殼體化石 (Hsieh and Rau, 2009)，這些現象皆顯示花東海岸具有明確的同震抬升現象。然而南北的抬升機制又透過階面寬度與階崖高度的差異展現出明顯的不同，北段海階具有高階崖、窄階面的現象指示出較長再現週期、大能量的地震事件；南段海階矮階崖，寬闊的階面由多個小階地所組成則暗示較短再現週期、小能量的同震抬升。

前人在階地系統的定性討論上已多有建樹，如徐鐵良 (1954) 即指出花東海階是由間歇性運動隆起所形成，且部分區域的海階面呈現緩斜面，乃是源自於連續而緩慢的上升運動。在此處就已經說明海階是由地震抬升事件所產生，且斷層的活動形態分為鎖定斷層與潛移斷層的概念。雖然抬升階地的機制差異獲得解釋，但影響海階抬升的斷層系統則在過去的研究缺乏定論。研究區域中，除了位在花東縱谷內，海岸地區全段皆位於其上的縱谷斷層以外，前人亦認為外海斷層具有抬升階地的可能性。Yamaguchi and Ota (2004) 認為縱谷斷層距離海岸太過遙遠，花東海階的抬升應歸因於 Lallemand *et al.* (1999) 透過震測資料所研判的一系列外海逆斷層系統 (圖 2-17)。Hsieh and Rau (2009) 則認為相較於僅透過海底震測資料所研判的外海斷層，距離較近、斷層活動錯移量與活動週期資料更為豐富的縱谷斷層更有可能抬升花東海階。承襲著不同斷層抬升的論點，前人利用 GPS 所量測的地表同震與間震變形速率來模擬縱谷斷層與外海斷層對花東海岸的垂直抬升量貢獻，並各自對兩條斷層產生了不同的滑動模式，如 Johnson *et al.* (2005) 利用二維模型進行模擬。在其研究中雖然設定有外海斷層，但模擬結果呈現外海斷層的滑移量極小，北段僅 0-2 mm/yr、南段則為 0 mm/yr，海岸的抬升主要歸因於縱谷斷層的滑

動。[Huang et al. \(2010b\)](#) 的三維模型中同樣存在外海斷層，但其模擬結果認為縱谷斷層的滑動量極小，斷層面滑移量約 10-20 mm/yr，海岸抬升主要需要歸因於外海斷層的滑動，滑移量北快南慢，北段達 50 mm/yr、向南漸漸下降至 10 mm/yr。雖然數值模擬對於斷層滑移形式與滑移速率能夠提供許多模型，但在進行數值模擬的討論前，本研究認為應該先行衡量外海斷層對海岸的影響程度，若影響甚小，則不應該將該斷層放入海岸地區變形的模擬。因此，本研究參考 [Malavieille et al. \(2002\)](#) 與 [謝雨寰 \(2014\)](#) 對於外海斷層的描述，認為花東海岸的抬升應受到縱谷斷層鎖主導，而非外海斷層。其原因如下列三點：

(1) 外海斷層與海岸線距離

[謝雨寰 \(2014\)](#) 利用多反射震測資料解析花東外海奇美峽谷的海底地形與震測剖面，並繪製出一島弧邊界斷層 (ABT, [圖 5-11A](#))，其結果與 [Malavieille et al. \(2002\)](#) 繪製的斷層分布相似。此島弧邊界斷層為向西傾的逆斷層，原始沉積的地層在震測剖面上有明顯的被截切的形貌，斷層以東的地層則為水平堆積，未被錯移 ([圖 5-11B](#))。雖然有明顯的逆斷層活動特性，但此島弧邊界斷層的斷層尖端與花東海岸的平均距離約為 25-30 公里，遠大於縱谷斷層與海岸的平均距離 10-15 公里。斷層與海岸的距離越遠，則能夠影響的程度越小，故相較於外海的逆衝斷層，縱谷斷層應對海岸地區抬升具有較大的貢獻。

(2) 外海斷層幾何形態

[圖 5-11A](#) 的沉積物等厚度圖與 [圖 5-11B](#) 的震測剖面顯示花東海盆在厚約 2 公里的沉積層之下即進入海洋地殼的基盤，ABT 即是發育在沉積層之中的逆斷層。本研究認為海洋地殼的基盤極硬，斷層在切穿鬆散的沉積層後將難以再繼續切入海洋地殼基盤內，而會沿著基盤與上覆沉積物的交界面向陸側延伸，並使斷層傾角轉為水平。[Malavieille et al. \(2002\)](#) 所繪製的剖面中 ([圖 5-13](#))，外海逆衝斷層的



傾角在進入花東海岸前即變得非常平坦，與本研究的推測相似。就算此外海斷層擁有巨大的錯動量，但在斷層傾角近乎水平的狀況下難以對垂直抬升產生貢獻，故本研究認為外海斷層較不可能抬升花東海階。

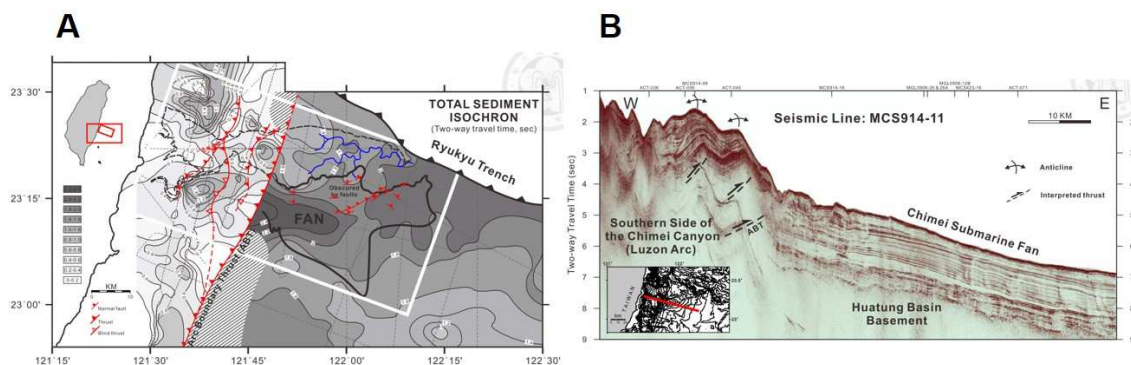


圖 5-11、花東外海海底斷層分布、沉積物等厚度圖與震測剖面。**A**：島弧邊界斷層 (ABT) 與花東海岸距離約為 25-30 公里。基盤上覆沉積物甚薄，在 ABT 以西約為 0-1.4 公里，以東則為 1.0-2.6 公里，海洋地殼基盤上覆沉積物甚薄。**B**：斷層以東沉積物成水平堆疊，以西則被斷層截切。逆斷層活動特性明顯。圖片引用自謝雨寰 (2014)。

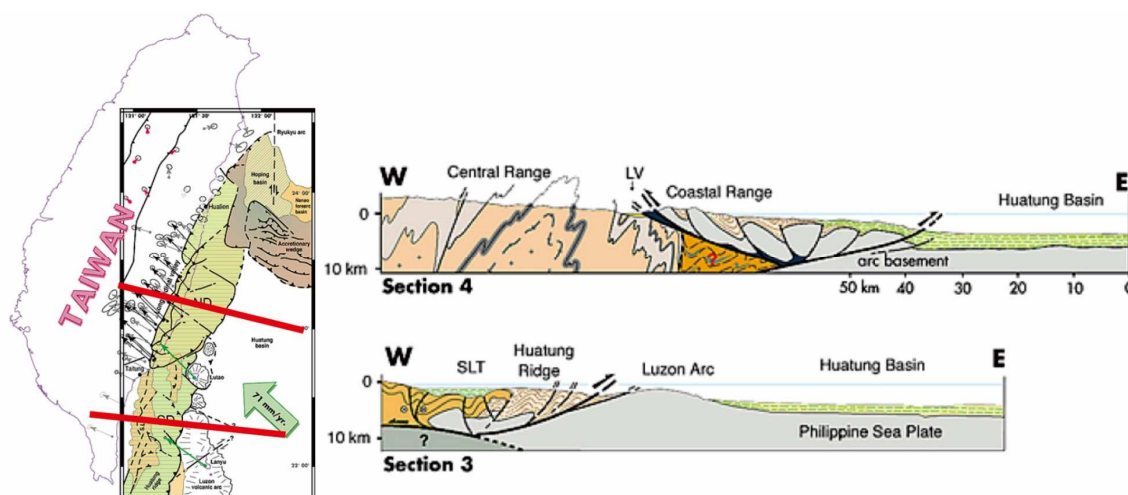


圖 5-12、Malavielle *et al.* (2002) 外海斷層剖面。剖面四為切穿外海斷層的地直剖面，雖然該文章認為外海斷層有切穿至島弧基盤，但斷層同樣在靠近向西延伸後傾角迅速下降至近乎水平的狀態。



(3) 地球物理資料顯示的花東海岸地下構造幾何形態

圖 5-14 為透過地震重定位與 Vs perturbation 震波層析成像構造所繪製的花東海岸地下構造幾何形態 (陳文山, 未發表資料)。無論透過地震分佈與各種震波層析成像構造 (tomography), 僅有一向東傾的高角度逆斷層、即縱谷斷層截切穿越花東海岸, 在圖中並無西傾的逆斷層穿越此區域, 其結果亦顯示東側海域中沒有顯見的地震帶結構。考慮到臺灣位在板塊交界, 受到兩板塊高聚合速率的影響下, 一完全鎖定的斷層存在機率應當很小。因此, 本研究推論影響花東海岸地殼變形的斷層系統主要為縱谷斷層, 外海斷層對花東海階的抬升貢獻極低。

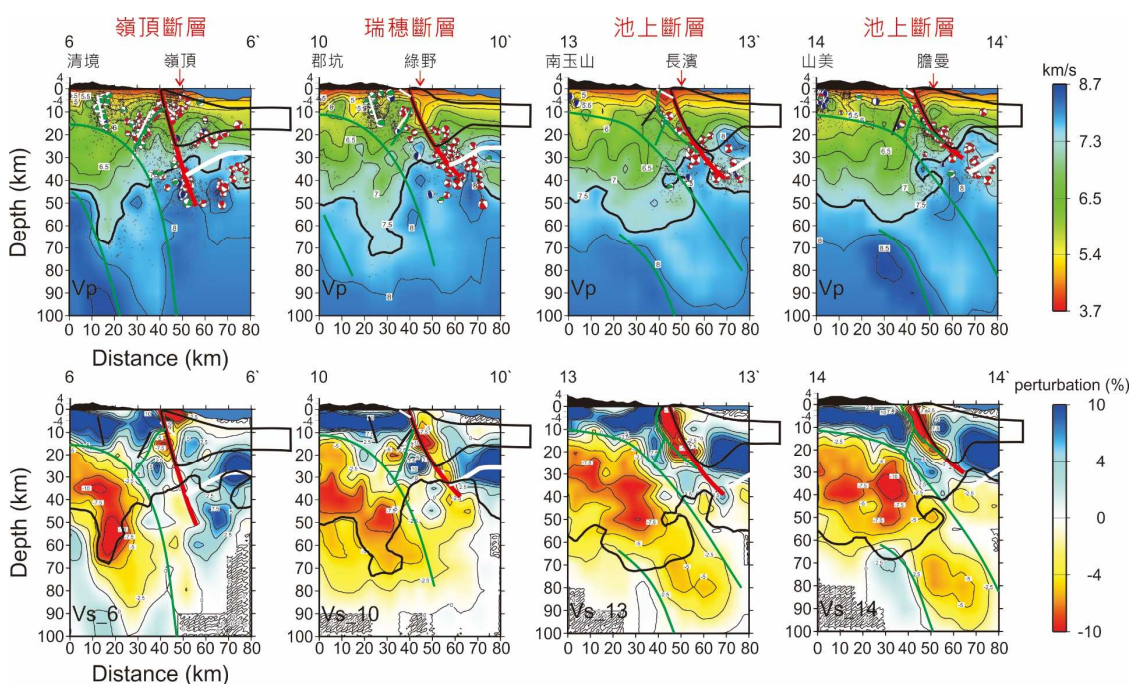
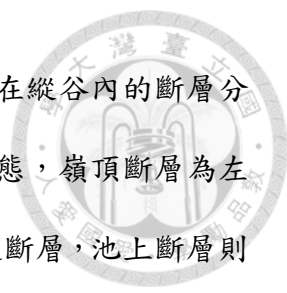


圖 5-13、地震重定位與 Vs perturbation 震波層析成像呈現之地下構造。兩種地球物理方法皆明確顯示在花東海岸之下存在縱谷斷層訊號, 而缺乏西傾的外海斷層訊號 (陳文山, 未發表資料)。

透過以上三項因素, 本研究認為縱谷斷層為抬升花東海岸的主要構造系統。若將海階分區對比至縱谷斷層, 嶺頂區位於嶺頂斷層上盤、新社區位於瑞穗斷層上



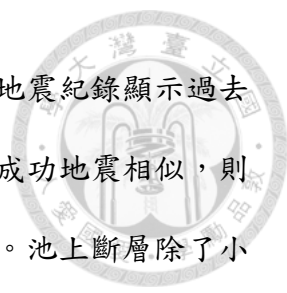
盤，長濱區與石雨傘區位在池上斷層上盤，海階分區位置與斷層在縱谷內的斷層分界位置約略相符。前人利用 GPS 位移場的變化分類斷層活動型態，嶺頂斷層為左移分量明顯的鎖定逆斷層，瑞穗段層為以逆衝分量為主的鎖定逆斷層，池上斷層則是具有強烈潛移特性的逆斷層（陳文山等人，2008；Chen *et al.*, 2007）。三條斷層的活動特性—鎖定斷層能量累積較多，較易產生大地震，形成較大的垂直位移；潛移斷層能量多透過潛移滑動釋放，累積能量較小，地震事件時產生較小的垂直位移，此特性與海階觀察到的階崖高度，北段大階崖、南段小階崖特性相符。在長期抬升速率部分，嶺頂區升速率為 2.5 mm/yr，較新社區 4.5-4.8 mm/yr 低。嶺頂斷層雖然缺乏槽溝的古地震資料與歷史地震紀錄，但透過缺乏地表河階、地表沖積扇未被截切的特性（徐鐵良，1955；梁克帆，2012）顯示相較於瑞穗斷層，嶺頂斷層的活動性較低。池上斷層活躍的潛移特性同樣展現於長濱區的長期抬升速率，由新社區的 4.5 mm/yr 轉變為 6.3 mm/yr。

雖然就階地形態、階地分區與長期抬升速率的觀點，縱谷斷層的分段與活動特性跟花東海階地形具有良好的對應性，但地震活動週期與地震事件在海岸地區造成的錯動量才是決定花東海階成因的關鍵。嶺頂斷層因缺乏古地震資料，難以衡量其單次地震事件的構造抬升量，但其斷層長度與斷層面幾何形態皆與瑞穗斷層相似，又具有較明顯的左移分量，故嶺頂斷層單一地震事件所生成的同震垂直位移應小於瑞穗斷層的垂直位移。瑞穗斷層除了擁有 1951 年的歷史地震紀錄以外，透過安定橋槽溝、大富一號、二號、三號槽溝與富興槽溝的古地震資料，可在過去 600 年內形成 4 次較具規模的古地震事件，在斷層尖端的垂直錯移量約為 1.98-3.4 公尺，地震再現週期為 170-210 年（陳文山等人，2004；顏一勤等人，2005；Chen *et al.*, 2007）。池上斷層同樣在 1951 與 2003 年發生過地震事件，2003 年的成功地震造成海岸地區同震垂直變形量為 26.3 公分，震後海岸地區變形不明顯（Hu *et al.*,

2007; Hsu *et al.*, 2009)。位於縱谷內的槽溝資料顯示池上斷層在過去 800 年至少發生過 5-10 次的古地震事件，斷層尖端的垂直抬升量僅數十公分，最大者為 60 公分，地震再現週期為 50-160 年（朱曜國，2007）。

首先討論瑞穗斷層的活動週期，新社區兩期海階的年代差 700-1100 年（表 4-3），此時間長於瑞穗斷層在槽溝古地震所估算的地震再現週期 170-210 年。槽溝內觀察到的單次地震垂直變形量雖然為 1.98-3.4 公尺，與海階的階崖高度相符，但考慮到斷層尖端的同震變形量較大，並隨著遠離斷層漸漸減小，海階呈現 2.7-5.6 公尺的階崖與 3.1-3.6 公尺海蝕凹壁高度差是無法對比至槽溝中所見到的同震抬升量。為了解其之間的關係，本研究利用 Okada (1985) 的彈性半空間模型 (halfspace model) 模擬縱谷斷層同震變形時在斷層尖端與海岸地區的垂直變形量。模擬結果如圖 5-14 所示。透過設定地震規模 $M_w=7.1$ 時，縱谷內確實可以看到斷層尖端具有 2 公尺的垂直位移，但在距斷層 7-11 公里遠的海岸地區垂直變形量僅有 0.7-0.8 公尺（圖 5-14A）。若須要在海岸地區產生所觀察到的 3 公尺高的階崖，則須發生規模 $M_w=7.4$ 地震，才能達到海岸地區的同震垂直抬升 3 公尺的狀態，而斷層尖端同震垂直位移量就會達到 6 公尺（圖 5-14B）。雖然在古地震的槽溝紀錄中缺乏如此大規模的地震紀錄，但須考慮到生成花東海階的地震週期若屬於千年尺度，長週期的大規模地震的存在可能性。另外，本研究將嶺頂區與新社區的海階共同分類於 T1 至 T6 的海階中，考慮到嶺頂區與新社區總長約為 60 公里，如此長度的海岸線要同時產生 2-3 公尺的同震垂直抬升存在不確定性。在嶺頂區與瑞穗區中對比於相同一階的海階可能並非由同一次地震事件抬升，而是於相同時期、不同地震事件所生成的階地。

第二部分探討池上斷層，2003 年成功地震在海岸地區產生 26.8 公分的垂直抬升，但此抬升量甚小，除了與石門溪海階露頭量測到 1.4 公尺小階崖存在的高差之



外，在現今高侵蝕速率的花東海岸難以保存。池上斷層的槽溝古地震紀錄顯示過去 800 年發生過 5-10 次的小地震事件，假定每次地震的規模都與成功地震相似，則 800 年間海岸地區僅透過同震抬升的總體抬升量為 1.3-2.7 公尺。池上斷層除了小規模的同震事件外，其快速的潛移變形同樣會造成海岸地區的震間抬升，如同 GPS 觀察的間震抬升現象。海岸地區的間震抬升速率在長濱至三仙台地區的量測結果約 6.2-7.0 mm/yr (胡植慶等人, 2016)，此速率近乎相等於八仙洞至膽曼的 6.2-6.4 mm/yr 長期抬升速率，即便此區域不存在地震事件，透過快速的間震潛移變形依然可以到達現今的階地高度。謝孟龍與劉平妹 (2010) 認為在具有潛移現象的區域，隨著海岸侵蝕速率週期性的變化過程即可產生階地，海岸侵蝕速率高時海蝕平台向陸地擴張並生成海階崖，侵蝕速率低時被抬起的緩斜面成為階面。本研究確實在野外觀察到底岩面呈現向東緩緩傾斜現象，但海岸在各地侵蝕速率不同，若單純透過海岸侵蝕速率的週期性變化將難以生成連續性佳的海蝕崖地形，以及沿海岸綿延數公里長的海階，如本研究在長濱溪、石門溪與寧埔溪等橫跨 9 公里長的區域，皆可以量測到 5.0-5.2 公尺的 TI 小海階。若要生成如此大規模連續性良好的海階，勢必需要發生規模稍大的地震，讓生成的階崖得以保存。利用 Okada (1985) 的彈性半空間模型模擬結果，表示若要在海岸地區生成如露頭觀察的 1.4 公尺高的小階崖，則地震規模需達到 $M_w=7.2$ 。池上斷層為潛移斷層，若要發生規模 $M_w7.2$ 的地震機率可能較低。因此，1.4 公尺的階崖勢必是由小規模的同震抬升，以及間震的潛移抬升與階崖侵蝕所形成 (圖 5-10D)。

總結上述論點，本研究認為相較於外海斷層，縱谷斷層對於花東海階的生成具有較直接的關聯性。嶺頂區因為缺乏嶺頂斷層的古地震資料難以衡量，但新社區的海階經由瑞穗斷層長週期的大地震確實有可能形成高差較大的階崖。長濱區與石



雨傘區除了池上斷層的間震潛移抬升外，小規模同震抬升即可以形成連續的小階崖地形。

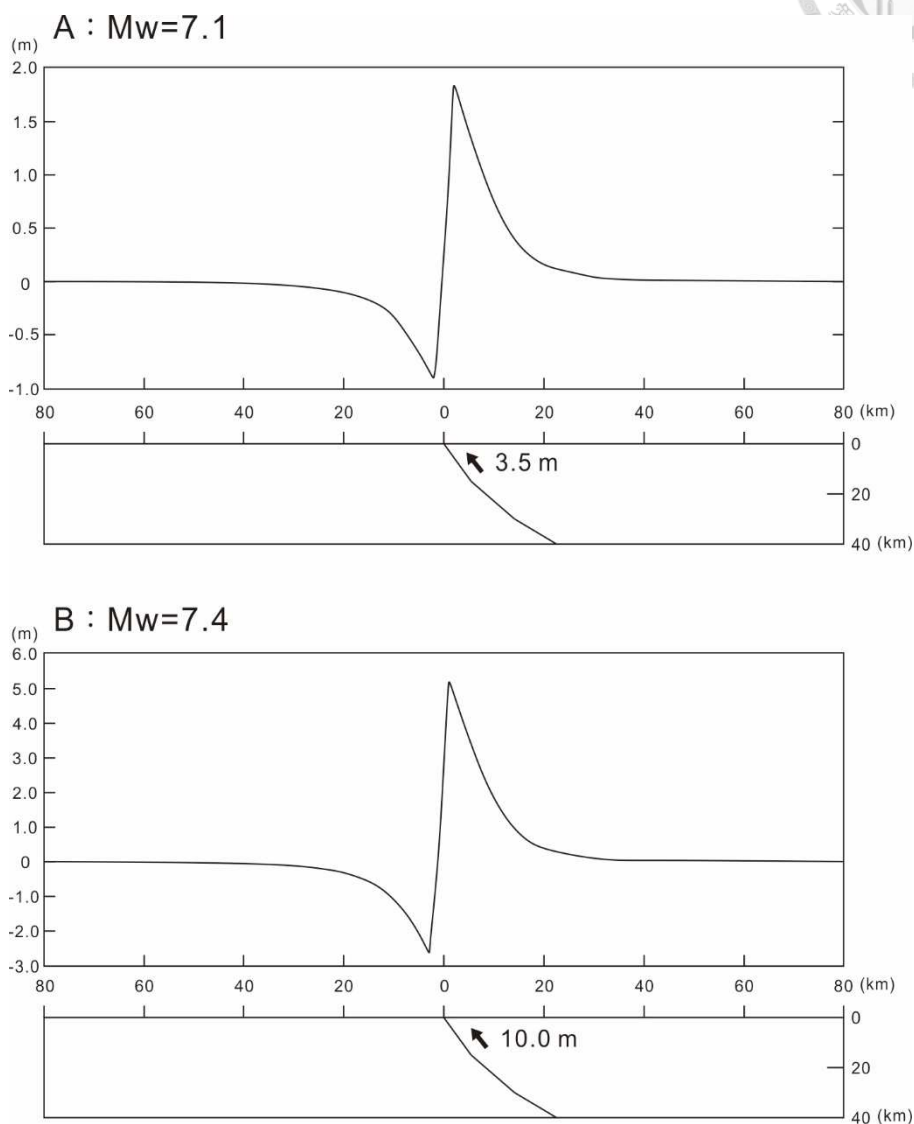


圖 5-14、本研究模擬之瑞穗斷層同震垂直變形。垂直變形量是利用 Okada (1985) 彈性半空間模型模擬而成，斷層傾角參考圖 5-13 瑞穗斷層的真实傾角，0-15 公里 70° 、15-30 公里 60° 、30-40 公里 50° 。A：模擬斷層在槽溝紀錄中觀察到的斷層尖端垂直位移，在斷層面滑移量 3.5 公尺、地震規模 7.1 的情況下，斷層尖端可見到約為 2.0 公尺的垂直變形，距離斷層尖端 7-11 公里的海岸線垂直抬升量為 0.7-0.8 公尺。B：當斷層面滑移量 10.0 公尺，地震規模 7.4 的情況下，斷層尖端垂直變形量為 5.0 公尺，海岸線一帶垂直變形量為 2.5-3.0 公尺。


第六章 結論



1. 透過階面寬度、階崖高度與階地沉積物形態的差異，本研究將花東海階分為南北兩組階地，北段共六期階地（T1-T6），南段共五期階地（TI-TV）。研究區域又透過長期抬升速率不同，可分為嶺頂區（2.5 mm/yr）、新社區（4.5-4.8 mm/yr）、長濱區（6.3-6.4 mm/yr）與石雨傘區（4.5-5.0 mm/yr）。
2. 透過海階底岩面上覆沉積物的形態，搭配各區域的相對海水面變化曲線，花東海岸全段經歷過一次的相對海進至相對海退的變化序列。在 16-8 ka 生成的海階為堆積型階地，8 ka 後生成的海階為侵蝕型階地。目前花東海岸所觀察到的海階皆為侵蝕型階地，堆積型階地的沉積物僅於綠野、大俱來地區與長濱沖積扇之下有被保存。
3. 南北兩區域海階形態差異明顯，北段海階階面窄、階崖高，南段海階階面寬、階崖小，在海水面變動趨勢南北一致的形況下，底岩岩性軟硬差異、階面生成時間長短與構造抬升機制不同皆是影響海階形態的重要因素。
4. 嶺頂區、新社區、長濱區與石雨傘區在空間分布跟形態上與縱谷斷層的各個分段—嶺頂斷層、瑞穗斷層及池上斷層對應良好。嶺頂區與新社區的海階透過其海階形態顯示需要長週期、大規模的地震抬升，彈性半空間進行模擬結果顯示當瑞穗斷層的地震規模達到 $M_w=7.4$ ，方能提供足夠海階生成的海岸線垂直抬升。長濱區與石雨傘區的小階崖則可透過池上斷層的小地震同震變形與快速的間震變形生成。花東海岸的海階抬升應與縱谷斷層活動具有明顯的關聯。

參考文獻

- 王源、陳文山 (1993) 海岸山脈地質圖幅(十萬分之一)。經濟部中央地質調查所。
- 石再添、蔡文彩、許民陽、目崎茂和、木庭元晴, 1989, 墾丁國家公園地區的珊瑚礁定年及地形研究。內政部營建署墾丁國家公園管理處, 保育研究報告第 57 號, 共 58 頁。
- 石再添、鄧國雄、許民陽、楊貴三 (1988) 臺灣花東海岸海階的地形學研究。師大地理研究報告, 第 14 期, 第 1-50 頁。
- 石瑞銓、陳平護 (2001) 活動斷層地球物理探勘計畫 (4/5) —臺灣東部地區活動斷層地球物理探勘。經濟部中央地質調查所, 共 103 頁。
- 石瑞銓、陳平護、呂明達、陳文山 (2004) 地震地質調查及活動斷層資料庫建置計畫—淺層地球物理探勘 (3/5)。經濟部中央地質調查所報告第 93-7 號, 共 185 頁。
- 石瑞銓、黃宏元、林啟文 (2003) 池上斷層中南段之淺層反射震測調查。經濟部中央地質調查所特刊, 第 14 號, 第 193-201 頁。
- 交通部中央氣象局海象測報中心 (2014) 中華民國 104 年潮汐表。交通部中央氣象局年刊, 第 18 期, 共 209 頁。
- 交通部中央氣象局海象測報中心 (2015) 中華民國 105 年潮汐表。交通部中央氣象局年刊, 第 19 期, 共 209 頁。
- 交通部中央氣象局海象測報中心 (2016) 中華民國 106 年潮汐表。交通部中央氣象局年刊, 第 20 期, 共 214 頁。
- 交通部中央氣象局海象測報中心 (2017) 中華民國 107 年潮汐表。交通部中央氣象局年刊, 第 21 期, 共 214 頁。
- 朱曜國 (2007) 池上斷層的古地震研究。國立臺灣大學地質科學研究所碩士論文, 共 110 頁。
- 宋文薰 (1969) 長濱文化 (簡報)。臺灣首次發現的先陶文化。中國民族學通訊, 第 9 卷, 第 1-27 頁。
- 李珀儂 (2008) 南台灣恆春區域新期構造運動之研究。國立臺灣大學地質科學研究所碩士論文, 共 92 頁。

- 
- 周飛宏 (2007) 從全新世沉積層序探討台南地區褶皺—逆衝斷層帶的構造特性。國立臺灣大學地質科學研究所碩士論文。共 115 頁。
- 林久芳 (1989) 台灣恆春半島及東部海岸全新世隆起珊瑚之鈾系定年研究。國立臺灣大學地質學研究所碩士論文，共 119 頁。
- 林啟文、陳文山、劉彥求、陳柏村 (2009) 臺灣東部與南部的活動斷層—二萬五千分之一活動斷層條帶圖說明書。經濟部中央地質調查所特刊，第 23 號，共 174 頁。
- 胡植慶、劉啟清、楊燦堯、景國恩、鄭錦桐、陳宏宇、吳善薇、唐昭榮、劉聰桂、郭明錦、饒瑞鈞、李元希、張午龍、李建成、邵國士、林柏伸、顏銀桐、謝銘哲、李易叡、王順民、黃鐘、傅慶州、范愷軍 (2016) 斷層活動性觀測研究第三階段—斷層整合性觀測與潛勢分析。經濟部中央地質調查所報告第 105-01 號，共 517 頁。
- 徐鐵良 (1954) 臺灣東部海岸山脈地形與近期上升運動。臺灣省地質調查所彙刊，第 7 號，第 9-18 頁。
- 徐鐵良 (1955) 臺灣之地震。臺灣銀行季刊，第 7 卷，第 2 期，第 148-164 頁。
- 徐鐵良 (1956) 臺灣東部海岸山脈地質。臺灣省地質調查所彙刊，第 8 號，第 15-41 頁。
- 秦念祺 (2014) 台灣花東縱谷中段之震間變形。國立臺灣大學地質科學研究所碩士論文，共 112 頁。
- 張瑞津、石再添、沈淑敏、張政亮 (1992) 花東縱谷北段河階的地形學研究。師大地理研究報告，第 18 期，第 241-292 頁。
- 梁克帆 (2012) 海岸山脈北段與縱谷北段花蓮木瓜溪流域之新期構造運動研究。國立東華大學自然資源與環境學系碩士論文。共 121 頁。
- 許民陽 (1988) 臺灣海階之地形學研究。私立中國文化大學地學研究所博士論文，共 178 頁。
- 許民陽、高慶珍、高鵬飛、鄭紹龍 (1998) 花東海岸後退的研究—花蓮至長濱段。中國地理學會會刊，第 26 期，第 73-98 頁。
- 陳文山 (1988) 臺灣海岸山脈沉積盆地之演化極其在地體構造上之意義。國立台灣大學地質學研究所博士論文，共 304 頁。

陳文山 (2010) 海岸山脈火山島弧與碰撞盆地的地層架構與年代。經濟部中央地質調查所特刊，第 9 卷，第 67-98 頁。

陳文山 (2016) 臺灣地質概論。中華民國地質學會，共 204 頁。

陳文山、李偉彰、黃能偉、顏一勤、楊志成、楊小青、陳勇全、宋時驊 (2005) 恆春半島增積岩體的構造與地層特性：全新世恆春斷層的活動性。西太平洋地質科學，第 5 卷，第 129-154 頁。

陳文山、林益正、顏一勤、楊志成、紀權宵、黃能偉、林啟文、林偉雄、侯進雄、劉彥求、林燕慧、石同生、盧詩丁 (2008) 從古地震研究與 GPS 資料探討縱谷斷層的分段意義。經濟部中央地質調查所特刊，第 20 號，第 165-191 頁。

陳文山、陳于高、楊小青 (2004) 地震地質調查及活動斷層資料庫建置—槽溝開挖與古地震研究 (3/5)。經濟部中央地質調查所報告第 93-7 號，共 81 頁。

陳文山、陳于高、楊小青 (2006) 地震地質調查及活動斷層資料庫建置—槽溝開挖與古地震研究 (5/5)。經濟部中央地質調查所報告第 95-08-1 號，共 146 頁。

陳佳元 (1974) 由三角點檢測證實東臺灣海岸山脈向北北東移動。臺灣省地質調查所彙刊，第 24 號，第 119-123 頁。

陳思婷 (2018) 晚更新世以來花東海岸南段的階地演化。國立臺灣大學地質科學研究所碩士論文，共 163 頁。

曾彥祺、石瑞銓、陳文山 (2010) 由淺層反射震測探討錦園與萬安地區之池上斷層地下構造。經濟部中央地質調查所特刊，第 24 號，第 93-110 頁。

楊貴三 (1986) 台灣活斷層的地形學研究—特論活斷層與地形面的關係。私立中國文化大學地學研究所博士論文，共 173 頁。

楊蔭清 (1953) 41 年來之花蓮地震。花蓮文獻，創刊號，第 67-71 頁。

劉平妹、謝孟龍 (2006) 台灣東部晚第四紀地質調查及地形演育研究 (1/2)。經濟部中央地質調查所報告第 95-01 號，共 147 頁。

劉平妹、謝孟龍 (2007) 台灣東部晚第四紀地質調查及地形演育研究 (2/2)。經濟部中央地質調查所報告第 96-01 號，共 79 頁。

鄧屬予 (2007) 臺灣第四紀大地構造。經濟部中央地質調查所特刊，第 18 號，第 1-24 頁。

賴政國 (1987) 臺灣東部海岸山脈成功至豐濱海階地形之研究。臺灣大學地理所碩士論文，共 110 頁。

謝孟龍 (1990) 台灣花東海岸晚第四紀沉積層海階地形暨新構造運動的研究。國立臺灣大學地質研究所碩士論文，共 168 頁。

謝孟龍、劉平妹 (2010) 花東海岸全新世地殼上升速率的再檢討。經濟部中央地質調查所彙刊，第 23 號，第 165-199 頁。

謝雨寰 (2014) 奇美海底峽谷與深海扇系統的形貌、構造及震測特徵。國立臺灣大學海洋研究所碩士論文，共 110 頁。

顏一勤、陳文山、宋時驊、黃能偉、楊志成、劉彥求、林啟文 (2014) 臺灣東部池上斷層於錦園至萬安地區間的古地震學研究。經濟部中央地質調查所特刊，第 28 號，第 43-70 頁。

顏一勤、陳文山、蔡坤智、黃能偉、楊志成、陳勇全、朱曜國、宋時驊、劉彥求 (2005) 縱谷斷層中段之古地震研究。經濟部中央地質調查所特刊，第 16 號，第 17-29 頁。

羅煥紀、陳文山、宋聖榮 (1993) 五萬分之一臺灣地質圖—圖幅第五十四號 (成功)、圖幅第六十號 (東河)。經濟部中央地質調查所，共 63 頁。

饒瑞鈞、胡植慶、李元希 (2008) 地震地質與地變動潛勢分析—地變動監測分析 (2/4)。經濟部中央地質調查所報告第 97-10 號，共 270 頁。

Adams, K. D., Wesnousky, S. G., and Bills, B. G. (1999) Isostatic rebound, active faulting, and potential geomorphic effects in the Lake Lahontan basin, Nevada and California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, no. 12, p. 1739-1756.

Ascough, P., Cook, G., and Dugmore, A. (2005) Methodological approaches to determining the marine radiocarbon reservoir effect: *Progress in Physical Geography*, v. 29, no. 4, p. 532-547.

Bard, E., Arnold, M., Fairbanks, R. G., and Hamelin, B. (1993) ^{230}Th - ^{234}U and ^{14}C ages obtained by mass spectrometry on corals: *Radiocarbon*, v. 35, no. 1, p. 191-199.

Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R. G., and Zindler, A. (1990) Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals: *Nature*, v. 345, no. 6274, p. 405-410.

Barreto, A. M. F., Bezerra, F. H. R., Suguio, K., Tatumi, S. H., Yee, M., Paiva, R. P., and Munita, C. S. (2002) Late Pleistocene marine terrace deposits in northeastern

Brazil: sea-level change and tectonic implications: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 179, no. 1-2, p. 57-69.

Beaman, R., Lacombe, P., and Carter, R. M. (1994) New evidence for the Holocene sea-level high from the inner shelf, central Great Barrier Reef, Australia: *Journal of Sedimentary Research*, v. 64, no. 4.

Belperio, A. P., Harvey, N. and Bourman, R. P. (2002) Spatial and temporal variability in the Holocene sea-level record of the South Australian coastline. *Sedimentary Geology*, v. 150, no. 1, p. 153-169.

Berryman, K. (1993) Age, height, and deformation of Holocene marine terraces at Mahia Peninsula, Hikurangi subduction margin, New Zealand: *Tectonics*, v. 12, no. 6, p. 1347-1364.

Binnie, A., Dunai, T. J., Binnie, S. A., Victor, P., González, G., and Bolten, A. (2016) Accelerated late quaternary uplift revealed by ¹⁰Be exposure dating of marine terraces, Mejillones Peninsula, northern Chile: *Quaternary Geochronology*, v. 36, p. 12-27.

Biq, C. C. (1984) Present-day manner of movement of the Coastal Range, eastern Taiwan, as reflected by triangulation changes: *Geol. Soc. China Memoir*, v. 6, p. 35-40.

Bird, M. I., Austin, W. E., Wurster, C.M., Fifield, L.K., Mojtahid, M., and Sargeant, C. (2010) Punctuated eustatic sea-level rise in the early mid-Holocene: *Geology*, v. 38, no. 9, p. 803-806.

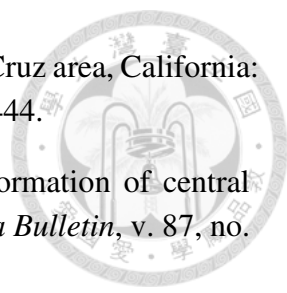
Bird, M. I., Fifield, L. K., Teh, T. S., Chang, C. H., Shirlaw, N., and Lambeck, K. (2007) An inflection in the rate of early mid-Holocene eustatic sea-level rise: A new sea-level curve from Singapore: *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, v. 71, no. 3, p. 523-536.

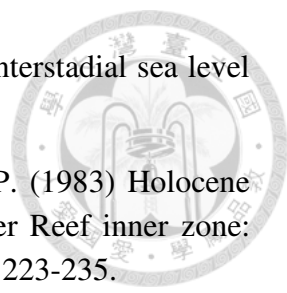
Bloom, A., Broecker, W., Chappell, J., Matthews, R., and Mesolella, K. (1974) Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast: new ²³⁰Th/²³⁴U dates from the Huon Peninsula, New Guinea: *Quaternary research*, v. 4, no. 2, p. 185-205.

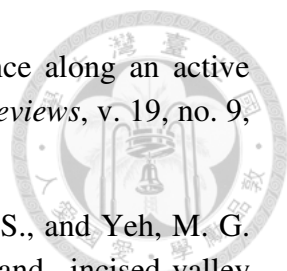
Bonila, M. (1977) Summary of Quaternary faulting and elevation changes in Taiwan: *Mem. Geol. Soc. China*, v. 2, p. 43-55.

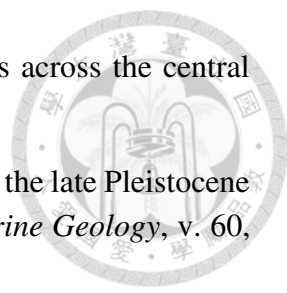
Bonilla, M. G. (1975) A review of recently active faults in Taiwan: US Geological Survey, 2331-1258.

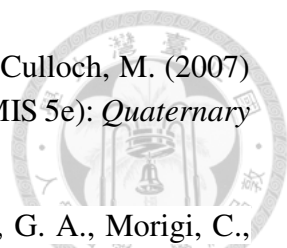
Bordoni, P., and Valensise, G. (1999) Deformation of the 125 ka marine terrace in Italy: tectonic implications: *Geological Society*, London, Special Publications, v. 146, no. 1, p. 71-110.

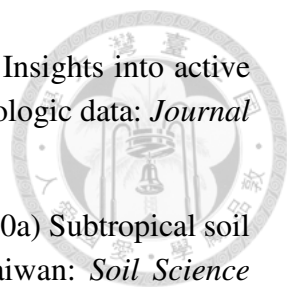
- 
- Bradley, W. C. (1957) Origin of marine-terrace deposits in the Santa Cruz area, California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 68, no. 4, p. 421-444.
- Bradley, W. C., and Griggs, G. B. (1976) Form, genesis, and deformation of central California wave-cut platforms: *Geological Society of America Bulletin*, v. 87, no. 3, p. 433-449.
- Brown, R. G. (1983) Sea level history over the past 15,000 years along the Western Australian coastline: *Australian Sea levels in the Last*, v. 15, p. 329-367.
- Bruner, K. R., and Smosna, R. (2000) Stratigraphic-tectonic relations in Spain's Cantabrian Mountains: fan delta meets carbonate shelf: *Journal of Sedimentary Research*, v. 70, no. 6, p. 1302-1314.
- Burr, G. S., Beck, J. W., Taylor, F. W., Récy, J., Edwards, R. L., Cabioch, G., Corrège, T., Donahue, D. J., and O'malley, J. M. (1998) A high-resolution radiocarbon calibration between 11,700 and 12,400 calendar years BP derived from ²³⁰Th ages of corals from Espiritu Santo Island, Vanuatu: *Radiocarbon*, v. 40, no. 3, p. 1093-1105.
- Castagnoli, G., and Lal, D. (1980) Solar modulation effects in terrestrial production of carbon-14: *Radiocarbon*, v. 22, no. 2, p. 133-158.
- Chai, B. H. T. (1972) Structure and tectonic evolution of Taiwan: *American Journal of Science*, v. 272, no. 5, p. 389-422.
- Chaimanee, N., Tiyaipirach, S., and Jongkanjanasoonthorn, Y. (1985a) Quaternary Geology of Satting Pra and Khao Chaison areas: *Bangkok: Geological Survey of Malaysia*, pp. 59.
- Chaimanee, N., Jongkanjanasoonthorn, Y., Kenvises, S., and Theerarungsikul, N. (1985b) Quaternary geology of Sanamchai and Pattalung area: *Bangkok: Geological Survey of Malaysia*, pp. 61.
- Champagnac, J., Molnar, P., Anderson, R., Sue, C., and Delacou, B. (2007) Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps: *Geology*, v. 35, no. 3, p. 195-198.
- Chang, L. S. (1967) A biostratigraphic study of the Tertiary in the Coastal Range, eastern Taiwan, based on smaller foraminifera. (I. Southern Part): *Proc. Geol. Soc. China*, v. 10, p. 64-76.
- Chappell, J. (1974) Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea: a study of Quaternary tectonic movements and sea-level changes: *Geological Society of America Bulletin*, v. 85, no. 4, p. 553-570.

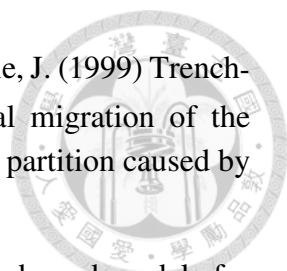
- 
- Chappell, J., and Veeh, H. H. (1978) $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ age support of an interstadial sea level of -40 m at 30,000 yr BP: *Nature*, v. 276, no. 5688, p. 602.
- Chappell, J., Chivas, A., Wallensky, E., Polach, H., and Aharon, P. (1983) Holocene palaeo-environmental changes, central to north Great Barrier Reef inner zone: *BMR Journal of Australian Geology and Geophysics*, v. 8, p. 223-235.
- Chappell, J., and Polach, H. (1991) Post-glacial sea-level rise from a coral record at Huon Peninsula, Papua New Guinea: *Nature*, v. 349, no. 6305, p. 147-149.
- Chappell, J., Ota, Y., and Berryman, K. (1996) Late Quaternary coseismic uplift history of Huon Peninsula, Papua New Guinea: *Quaternary Science Reviews*, v. 15, no. 1, p. 7-22.
- Chen, C., Huang, B., and Wang, M. (1982) The chronology of Holocene stratigraphy in Fujian coast: *Taiwan Strait*, v. 1, p. 64-73.
- Chen, H. Y., Yu, S. B., Kuo, L. C., and Liu, C. C. (2006) Coseismic and postseismic surface displacements of the 10 December 2003 (Mw 6.5) Chengkung, eastern Taiwan, earthquake: *Earth, planets and space*, v. 58, no. 1, p. 5-21.
- Chen, W. S. (1997) Mesoscopic structures developed in the Lichi Mélange during the arc-continent collision in the Taiwan region: *Journal of the Geological Society of China*, v. 40, no. 2, p. 415-434.
- Chen, W. S., and Wang, Y. (1988) Volcaniclastic and biogenic sequence of the Tuluanshan Formation, Coastal Range, Taiwan: Symposium on the Arc-continent Collision and Orogenic Sedimentation in eastern Taiwan and Ancient Analogs, Field Guidebook, v. 6, p. 1-6.
- Chen, W. S., Huang, M. T., and Liu, T. K. (1991) Neotectonic significance of the Chimei fault in the Coastal Range, eastern Taiwan: *Proc. Geol. Soc. China*, v. 34, p. 43-56.
- Chen, W. S., Yen, I. C., Fengler, K. P., Rubin, C. M., Yang, C. C., Yang, H. C., Chang, H. C., Lin, C. W., Lin, W. H., and Liu, Y. C. (2007) Late Holocene paleoearthquake activity in the middle part of the Longitudinal Valley fault, eastern Taiwan: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 264, no. 3-4, p. 420-437.
- Chen, Y. G., and Liu, T. K. (1993) Holocene radiocarbon dates in Hengchun Peninsula and their implications: *Jour. Geol. Soc. China*, v. 36, p. 457-479.
- Chen, Y. G., and Liu, T. K. (1996) Sea level changes in the last several thousand years, Penghu Islands, Taiwan Strait: *Quaternary Research*, v. 45, no. 3, p. 254-262.

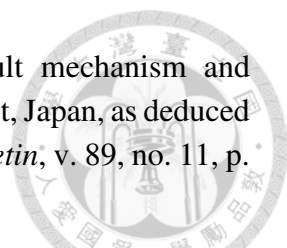
- 
- Chen, Y. G., and Liu, T. K. (2000) Holocene uplift and subsidence along an active tectonic margin southwestern Taiwan: *Quaternary Science Reviews*, v. 19, no. 9, p. 923-930.
- Chen, W. S., Ridgway, K. D., Horng, C. S., Chen, Y. G., Shea, K. S., and Yeh, M. G. (2001) Stratigraphic architecture, magnetostratigraphy, and incised-valley systems of the Pliocene-Pleistocene collisional marine foreland basin of Taiwan: *GSA bulletin*, v. 113, no. 10, p. 1249-1271.
- Cheng, L. W., Lee, J. C., Hu, J. C., and Chen, H. Y. (2009) Coseismic and postseismic slip distribution of the 2003 Mw= 6.5 Chengkung earthquake in eastern Taiwan: Elastic modeling from inversion of GPS data: *Tectonophysics*, v. 466, no. 3-4, p. 335-343.
- Cheng, S. N., Yeh, Y. T., and Yu, M. S. (1996) The 1951 Taitung earthquake in Taiwan: *J. Geol. Soc. China*, v. 39, p. 267-285.
- Ching, K. E., Hsieh, M. L., Johnson, K. M., Chen, K. H., Rau, R. J., and Yang, M. (2011) Modern vertical deformation rates and mountain building in Taiwan from precise leveling and continuous GPS observations, 2000–2008: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 116, no. B8.
- Ching, K. E., Rau, R. J., and Zeng, Y. (2007) Coseismic source model of the 2003 Mw 6.8 Chengkung earthquake, Taiwan, determined from GPS measurements: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 112, no. B6.
- Clark, J. A., Farrell, W. E., and Peltier, W. R. (1978) Global Changes in Postglacial Sea Level: A Numerical Calculation 1: *Quaternary Research*, v. 9, no. 3, p. 265-287.
- Collins, L. B., Zhao, J. X., and Freeman, H. (2006) A high-precision record of mid-late Holocene sea-level events from emergent coral pavements in the Houtman Abrolhos Islands, southwest Australia: *Quaternary International*, v. 145, p. 78-85.
- Crittenden, M. D. (1963) New data on the isostatic deformation of Lake Bonneville, US Government Printing Office.
- Davis, W. M. (1895) The outline of Cape Cod: *Proceedings of the American Academy of Arts and Sciences*, v. 31, p. 303-332.
- De Deckker, P., and Yokoyama, Y. (2009) Micropalaeontological evidence for Late Quaternary sea-level changes in Bonaparte Gulf, Australia: *Global and Planetary Change*, v. 66, no. 1, p. 85-92.
- de Vries, H. (1958) Variation in concentration of radiocarbon with time and location on earth: *Kon. Ned. Aka. Wet. Proc.*, v. B61, p. 94-102.

- 
- Done, T. J. (1982) Patterns in the distribution of coral communities across the central Great Barrier Reef: *Coral Reefs*, v. 1, no. 2, p. 95-107.
- Dupré, W. R. (1984) Reconstruction of paleo-wave conditions during the late Pleistocene from marine terrace deposits, Monterey Bay, California: *Marine Geology*, v. 60, no. 1-4, p. 435-454.
- Eisenhauer, A., Wasserburg, G. J., Chen, J. H., Bonani, G., Collins, L. B., Zhu, Z. R., and Wyrwoll, K. H. (1993) Holocene sea-level determination relative to the Australian continent: U/Th (TIMS) and ^{14}C (AMS) dating of coral cores from the Abrolhos Islands: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 114, no. 4, p. 529-547.
- Emery, K., and Aubrey, D. (1985) Glacial rebound and relative sea levels in Europe from tide-gauge records: *Tectonophysics*, v. 120, no. 3-4, p. 239-255.
- Fairbridge, R. W. (2004) Classification of coasts: *Journal of Coastal Research*, v. 20, no. 1, p. 155-165.
- Ferland, M. A., Roy, P. S., and Murray-Wallace, C. V. (1995) Glacial lowstand deposits on the outer continental shelf of southeastern Australia: *Quaternary Research*, v. 44, no. 2, p. 294-299.
- Gill, E. D. (1968) Quaternary shorelines research in Australia and New Zealand: *Australian Journal of Science*, v. 31, no. 3, p. 106-111.
- Giresse, P., Hoang, C. T., and Kouyoumontzakis, G. (1984) Analysis of vertical movements deduced from a geochronological study of marine Pleistocene deposits, southern coast of Angola: *Journal of African Earth Sciences* (1983), v. 2, no. 2, p. 177-187.
- Hanebuth, T., Stattegger, K., and Grootes, P. M. (2000) Rapid flooding of the Sunda Shelf: a late-glacial sea-level record: *Science*, v. 288, no. 5468, p. 1033-1035.
- Hanebuth, T. J. J., Stattegger, K., and Bojanowski, A. (2009) Termination of the Last Glacial Maximum sea-level lowstand: The Sunda-Shelf data revisited: *Global and Planetary Change*, v.66, no. 1, p. 76-84.
- Harmon, R. S., Mitterer, R. M., Kriausakul, N., Land, L. S., Schwarcz, H. P., Garrett, P., Larson, G. J., Vacher, H. L., and Rowe, M. (1983) U-series and amino-acid racemization geochronology of Bermuda: implications for eustatic sea-level fluctuation over the past 250,000 years: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 44, no. 1-2, p. 41-70.
- Hearty, P. J., and Tormey, B. R. (2017) Sea-level change and superstorms; geologic evidence from the last interglacial (MIS 5e) in the Bahamas and Bermuda offers ominous prospects for a warming Earth: *Marine Geology*, v. 390, p. 347-365.

- 
- Hearty, P. J., Hollin, J. T., Neumann, A. C., O'Leary, M. J., and McCulloch, M. (2007) Global sea-level fluctuations during the Last Interglaciation (MIS 5e): *Quaternary Science Reviews*, v. 26, no. 17-18, p. 2090-2112.
- Horton, B. P., Culver, S. J., Hardbattle, M. I., Larcombe, P., Milne, G. A., Morigi, C., Whittaker, J. E., and Woodroffe, S. A. (2007) Reconstructing Holocene sea-level change for the central Great Barrier Reef (Australia) using subtidal foraminifera: *Journal of Foraminiferal Research*, v. 37, no. 4, p. 327-343.
- Horton, B. P., Gibbard, P. L., Mine, G. M., Morley, R. J., Purintavaragul, C., and Stargardt, J. M. (2005) Holocene sea levels and palaeoenvironments, Malay-Thai Peninsula, southeast Asia: *The Holocene*, v. 15, no. 8, p. 1199-1213.
- Hsieh, M. L., and Rau, R. J. (2009) Late Holocene coseismic uplift on the Hua-tung coast, eastern Taiwan: Evidence from mass mortality of intertidal organisms: *Tectonophysics*, v. 474, no. 3-4, p. 595-609.
- Hsieh, M. L., Liew, P. M., and Chen, H. W. (2011) Early Holocene catastrophic mass-wasting event and fan-delta development on the Hua-tung coast, eastern Taiwan: *Geomorphology*, v. 134, no. 3-4, p. 378-393.
- Hsieh, M. L., Liew, P. M., and Hsu, M. Y. (2004) Holocene tectonic uplift on the Hua-tung coast, eastern Taiwan: *Quaternary International*, v. 115, p. 47-70.
- Hsieh, S. (1972) Subsurface geology and gravity anomalies of the Tainan and Chungchou structures of the coastal plain of southwestern Taiwan: *Petrol. Geol. Taiwan*, v. 10, p. 323-338.
- Hsu, T. L. (1962) Recent faulting in the Longitudinal Valley of eastern Taiwan: *Proc. Geol. Soc. China Mem.*, v. 1, p. 95-102.
- Hsu, Y. C., Chou, M. C., Hsu, Y. C., Lin, S. Y., and Lu, S. C. (1973) National Taiwan University radiocarbon measurements II: *Radiocarbon*, v. 15, no. 2, p. 345-349.
- Hsu, Y. J., Yu, S. B., and Chen, H. Y. (2009) Coseismic and postseismic deformation associated with the 2003 Chengkung, Taiwan, earthquake: *Geophysical Journal International*, v. 176, no. 2, p. 420-430.
- Hu, C. C., and Chen, W. S. (1986) Gravity and magnetic anomalies of eastern Taiwan: *Mem. Geol. Soc. China*, v. 7, p. 341-352.
- Hu, J. C., Cheng, L. W., Chen, H. Y., Wu, Y. M., Lee, J. C., Chen, Y. G., Lin, K. C., Rau, R. J., Kuochen, H., and Chen, H. H. (2007) Coseismic deformation revealed by inversion of strong motion and GPS data: the 2003 Chengkung earthquake in eastern Taiwan: *Geophysical Journal International*, v. 169, no. 2, p. 667-674.

- 
- Huang, W. J., Johnson, K. M., Fukuda, J. i., and Yu, S. B. (2010b) Insights into active tectonics of eastern Taiwan from analyses of geodetic and geologic data: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 115, no. B3.
- Huang, W. S., Tsai, H., Tsai, C. C., Hseu, Z. Y., and Chen, Z. S. (2010a) Subtropical soil chronosequence on Holocene marine terraces in eastern Taiwan: *Soil Science Society of America Journal*, v. 74, no. 4, p. 1271-1283.
- Huang, Z., Li, P., Zhang, Z., and Zong, Y. (1986) Changes of sea level in south China coast since the Late Pleistocene: *China Sea-level Changes*, p. 178-194.
- Huggett, R. (2017) *Fundamentals of geomorphology*, Routledge, pp. 578.
- Hull, A. G. (1987) A late Holocene marine terrace on the Kidnappers coast, North Island, New Zealand: some implications for shore platform development processes and uplift mechanism: *Quaternary research*, v. 28, no. 2, p. 183-195.
- Johnson, K., Segall, P., and Yu, S. (2005) A viscoelastic earthquake cycle model for Taiwan: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 110, no. B10.
- Johnson, M. E., and Libbey, L. K. (1997) Global review of upper Pleistocene (substage 5e) rocky shores: tectonic segregation, substrate variation, and biological diversity: *Journal of Coastal Research*, v. 13, p. 297-307.
- Kern, J. P. (1977) Origin and history of upper Pleistocene marine terraces, San Diego, California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, no. 11, p. 1553-1566.
- Khan, N. S., Ashe, E., Shaw, T. A., Vacchi, M., Walker, J., Peltier, W., Kopp, R. E., and Horton, B. P. (2015) Holocene relative sea-level changes from near-, intermediate-, and far-field locations: *Current Climate Change Reports*, v. 1, no. 4, p. 247-262.
- Kim, J. M., and Kennett, J. P. (1998) Paleoenvironmental changes associated with the Holocene marine transgression, Yellow Sea (Hwanghae): *Marine Micropaleontology*, v. 34, no. 1, p. 71-89.
- Konishi, K. (1968) ^{234}U - ^{230}Th dating of some late Quaternary coral limestones from southern Taiwan (Formosa): *Geol. Paleont. Southeast Asia*, v. 5, p. 211-224.
- Kumaki, Y. (1985) The deformations of Holocene marine terraces in southern Kanto, central Japan: *Geographical review of Japan*, Series B., v. 58, no. 1, p. 49-60.
- Kuochen, H., Wu, Y. M., Chang, C. H., Hu, J. C., and Chen, W. S. (2004) Relocation of eastern Taiwan earthquakes and tectonic implications: *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, v. 15, no. 4, p. 647-666.

- 
- Lallemand, S., Liu, C. S., Dominguez, S., Schnürle, P., and Malavieille, J. (1999) Trench-parallel stretching and folding of forearc basins and lateral migration of the accretionary wedge in the southern Ryukyus: A case of strain partition caused by oblique convergence: *Tectonics*, v. 18, no. 2, p. 231-247.
- Lambeck, K., Smither, C., and Ekman, M. (1998) Tests of glacial rebound models for Fennoscandia based on instrumented sea-and lake-level records: *Geophysical Journal International*, v. 135, no. 2, p. 375-387.
- Lambeck, K. (2002) Sea-level change from mid-Holocene to recent time: An Australian example with global implications: *Ice sheets, sea level and the dynamic earth*, v. 29, p. 33-50.
- Lambeck, K., and Nakada, M. (1990) Late Pleistocene and Holocene sea-level change along the Australian coast: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 89, no. 1-2, p. 143-176.
- Lee, J. C., Chu, H. T., Angelier, J., Hu, J. C., Chen, H. Y., and Yu, S. B. (2006) 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*, v. 111, no. B2.
- Libby, W. F. (1952) Radiocarbon dating, University of Chicago Press.
- Liew, P. M., and Lin, C. F. (1987) Holocene tectonic activity in the Hengchun Peninsula as evidenced by a deformation of marine terraces: *Mem. Geol. Soc. China.*, no. 8, p. 241-259.
- Liew, P. M., Pirazzoli, P. A., Hsieh, M. L., Arnold, M., Barusseau, J. P., Fontugne, M., and Giresse, P. (1993) Holocene tectonic uplift deduced from elevated shorelines, eastern Coastal Range of Taiwan: *Tectonophysics*, v. 222, no. 1, p. 55-68.
- Lin, C. C. (1969) Holocene geology of Taiwan: *Acta Geologica Taiwanica*, v. 13, no. 83, p. 126.
- Liu, C., and Cao, M. (1987) The chenier plains of China. In: V. Gardiner, (Ed.), *International Geomorphology*. Wiley, New York, p. 1269-1279.
- Malavieille, J., Lallemand, S. E., Dominguez, S., Deschamps, A., Lu, C. Y., Liu, C. S., Schnürle, P., and Crew, A. (2002) Arc-continent collision in Taiwan: New marine observations and tectonic evolution: *Special Papers-Geological Society of America*, p. 187-211.
- Marquardt, C., Lavenu, A., Ortlieb, L., Godoy, E., and Comte, D. (2004) Coastal neotectonics in Southern Central Andes: uplift and deformation of marine terraces in Northern Chile (27 S): *Tectonophysics*, v. 394, no. 3-4, p. 193-219.

- 
- Matsuda, T., Ota, Y., Ando, M., and Yonekura, N. (1978) Fault mechanism and recurrence time of major earthquakes in southern Kanto district, Japan, as deduced from coastal terrace data: *Geological Society of America Bulletin*, v. 89, no. 11, p. 1610-1618.
- McCulloch, M. T., De Deckker, P., and Chivas, A. R. (1989) Strontium isotope variations in single ostracod valves from the Gulf of Carpentaria, Australia: a palaeoenvironmental indicator: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 53, no. 7, p. 1703-1710.
- Milne, G., and Shennan, I. (2007) Sea Level studies | Isostasy, *Encyclopedia of Quaternary Science*, p. 3043-3051.
- Milne, G., and Shennan, I. (2013) Sea Level Studies | Isostasy: Glaciation-Induced Sea-Level Change, *Encyclopedia of Quaternary Science (Second Edition)*, v. 3, p. 452-459.
- Montgomery, D. R., and Greenberg, H. M. (2000) Local relief and the height of Mount Olympus: *Earth surface processes and landforms*, v. 25, no. 4, p. 385-396.
- Muhs, D. R., Rockwell, T. K., and Kennedy, G. L. (1992) Late Quaternary uplift rates of marine terraces on the Pacific coast of North America, southern Oregon to Baja California Sur: *Quaternary International*, v. 15, p. 121-133.
- Murase, M., Matta, N., Lin, C. H., Chen, W. S., and Koizumi, N. (2013) An episodic creep-slip event detected by precise levelling surveys in the central part of the Longitudinal Valley Fault, eastern Taiwan, in 2011–2012: *Tectonophysics*, v. 608, p. 904-913.
- Okada, Y. (1985) Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space: *Bulletin of the seismological society of America*, v. 75, no. 4, p. 1135-1154.
- Ota, Y., and Chappell, J. (1996) Late Quaternary coseismic uplift events on the Huon Peninsula, Papua New Guinea, deduced from coral terrace data: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 101, no. B3, p. 6071-6082.
- Ota, Y., Chappell, J., Kelley, R., Yonekura, N., Matsumoto, E., Nishimura, T., and Head, J. (1993) Holocene coral reef terraces and coseismic uplift of Huon Peninsula, Papua New Guinea: *Quaternary Research*, v. 40, no. 2, p. 177-188.
- Ota, Y., Hull, A. G., and Berryman, K. R. (1991) Coseismic uplift of Holocene marine terraces in the Pakarae River area, eastern North Island, New Zealand: *Quaternary Research*, v. 35, no. 3-Part1, p. 331-346.
- Pedoja, K., Husson, L., Johnson, M. E., Melnick, D., Witt, C., Pochat, S., Nexer, M., Delcaillau, B., Pinegina, T., and Poprawski, Y. (2014) Coastal staircase sequences

reflecting sea-level oscillations and tectonic uplift during the Quaternary and Neogene: *Earth-Science Reviews*, v. 132, p. 13-38.

Peltier, W. R., and Andrews, J. T. (1976) Glacial-Isostatic Adjustment—I. The Forward Problem: *Geophysical Journal International*, v. 46, no. 3, p. 605-646.

Pillans, B. (1983) Upper Quaternary marine terrace chronology and deformation, south Taranaki, New Zealand: *Geology*, v. 11, no. 5, p. 292-297.

Radtke, U., Grün, R., and Schwarcz, H. P. (1988) Electron spin resonance dating of the Pleistocene coral reef tracts of Barbados: *Quaternary Research*, v. 29, no. 3, p. 197-215.

Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., and Friedrich, M. (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP: *Radiocarbon*, v. 55, no. 4, p. 1869-1887.

Rhodes, E. G. (1980) Modes of Holocene coastal progradation: Gulf of Carpentaria. Ph.D. Thesis, Australian National University, Canberra, pp. 357.

Rovere, A., Raymo, M. E., Vacchi, M., Lorscheid, T., Stocchi, P., Gomez-Pujol, L., Harris, D. L., Casella, E., O'Leary, M. J., and Hearty, P. J. (2016) The analysis of Last Interglacial (MIS 5e) relative sea-level indicators: Reconstructing sea-level in a warmer world: *Earth-Science Reviews*, v. 159, p. 404-427.

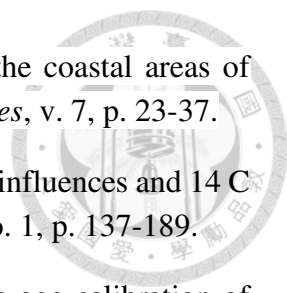
Saillard, M., Hall, S., Audin, L., Farber, D., Hérail, G., Martinod, J., Regard, V., Finkel, R., and Bondoux, F. (2009) Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31° S) inferred from ¹⁰Be dating: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 277, no. 1-2, p. 50-63.

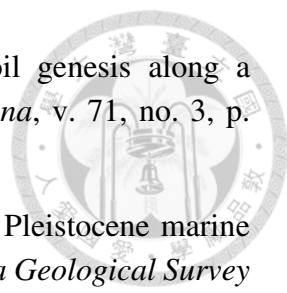
Scoffin, T. P., and Le Tissier, M. D. A. (1998) Late Holocene sea level and reef-flat progradation, Phuket, South Thailand: *Coral Reefs*, v. 17, no. 3, p. 273-276.

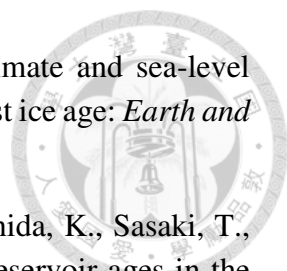
Shikakura, Y. (2014) Marine terraces caused by fast steady uplift and small coseismic uplift and the time-predictable model: Case of Kikai Island, Ryukyu Islands, Japan: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 404, p. 232-237.

Shimazaki, K., and Nakata, T. (1980) Time-predictable recurrence model for large earthquakes: *Geophysical Research Letters*, v. 7, no. 4, p. 279-282.

Shyu, J. B. H., Sieh, K., Avouac, J. P., Chen, W. S., and Chen, Y. G. (2006) Millennial slip rate of the Longitudinal Valley fault from river terraces: Implications for convergence across the active suture of eastern Taiwan: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 111, no. B8.

- 
- Sinsakul, S. (1992) Evidence of quarternary sea level changes in the coastal areas of Thailand: A review: *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, v. 7, p. 23-37.
- Stuiver, M., and Braziunas, T. F. (1993) Modeling atmospheric ^{14}C influences and ^{14}C ages of marine samples to 10,000 BC: *Radiocarbon*, v. 35, no. 1, p. 137-189.
- Stuiver, M., Pearson, G. W., and Braziunas, T. (1986) Radiocarbon age calibration of marine samples back to 9000 cal yr BP: *Radiocarbon*, v. 28, no. 2B, p. 980-1021.
- Sugihara, K., Nakamori, T., Iryu, Y., Sasaki, K., and Blanchon, P. (2003) Holocene sea-level change and tectonic uplift deduced from raised reef terraces, Kikai-jima, Ryukyu Islands, Japan: *Sedimentary Geology*, v. 159, no. 1-2, p. 5-25.
- Sumosusastro, P. A. (1983) Late Quaternary Geology of Whangaparaoa Area, East Cape, New Zealand: Submitted for the Degree of Master of Science in Geology at the Victoria University of Wellington: Victoria University of Wellington.
- Switzer, A. D., Sloss, C. R., Jones, B. G., and Bristow, C. S. (2010) Geomorphic evidence for mid-late Holocene higher sea level from southeastern Australia: *Quaternary International*, v. 221, no. 1, p. 13-22.
- Taylor, R. E. (2016) Radiocarbon Dating: Development of a Nobel Method, Radiocarbon and Climate Change, Springer, p. 21-44.
- Teng, L. S. (1979) Petrographical study of the Neogene sandstones of the Fanshuliao Formation, northern Coastal Range, eastern Taiwan (I. Northern part): *Acta Geologica Taiwanica*, v. 20, p. 129-155.
- Teng, L. S. (1990) Geotectonic evolution of late Cenozoic arc-continent collision in Taiwan: *Tectonophysics*, v. 183, no. 1-4, p. 57-76.
- Teng, L. S. (1996) Extensional collapse of the northern Taiwan mountain belt: *Geology*, v. 24, no. 10, p. 949-952.
- Thiramongkol, N. (1983) Geomorphology of the lower Central Plain, Thailand: *Third Meeting of the Working Group on Geomorphology and Quaternary Geology of Thailand, Bangkok, Thailand*, p. 13-25.
- Thom, B. G., and Roy, P. S. (1983) Sea level change in New South Wales over the past 15,000 years: *Australian sea levels in the last*, v. 15, p. 64-84.
- Tiyapunte, S., and Theerarungsikul, N. (1988) The geology of map sheet Amphoe Nongjik and Changwat Pattani: *Bangkok: Geological Survey of Malaysia*, pp. 71.

- 
- Tsai, C. C., Tsai, H., Hseu, Z. Y., and Chen, Z. S. (2007) Soil genesis along a chronosequence on marine terraces in eastern Taiwan: *Catena*, v. 71, no. 3, p. 394-405.
- Van de Graaff, W., Denman, P., and Hocking, R. (1975) Emerged Pleistocene marine terraces on Cape Range, Western Australia: *Western Australia Geological Survey Annual Report*, p. 62-70.
- Veeh, H. H., and Chappell, J. (1970) Astronomical theory of climatic change: support from New Guinea: *Science*, v. 167, no. 3919, p. 862-865.
- Vita-Finzi, C., and Lin, J. C. (1998) Serial reverse and strike slip on imbricate faults: The Coastal Range of east Taiwan: *Geology*, v. 26, no. 3, p. 279-281.
- Walcott, R. I. (1973) Structure of the earth from glacio-isostatic rebound: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 1, no. 1, p. 15-37.
- Wang, Y., Shyu, J. B. H., Sieh, K., Chiang, H. W., Wang, C. C., Aung, T., Lin, Y. N. N., Shen, C. C., Min, S., and Than, O. (2013) Permanent upper plate deformation in western Myanmar during the great 1762 earthquake: Implications for neotectonic behavior of the northern Sunda megathrust: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 118, no. 3, p. 1277-1303.
- Weber, G. E. (1990) Late Pleistocene slip rates on the San Gregorio fault zone at Point Ano Nuevo, San Mateo County, California: *Geology and Tectonics of the Central California Coast Region - San Francisco to Monterey*, p. 193-203.
- Woodroffe, C. D., Kennedy, D. M., Hopley, D., Rasmussen, C. E., and Smithers, S. G. (2000) Holocene reef growth in Torres Strait: *Marine Geology*, v. 170, no. 3, p. 331-346.
- Woodroffe, C. D., and Webster, J. M. (2014) Coral reefs and sea-level change: *Marine Geology*, v. 352, p. 248-267.
- Wu, Y. M., Chen, Y. G., Shin, T. C., Kuo Chen, H., Hou, C. S., Hu, J. C., Chang, C. H., Wu, C. F., and Teng, T. L. (2006) Coseismic versus interseismic ground deformations, fault rupture inversion and segmentation revealed by 2003 Mw 6.8 Chengkung earthquake in eastern Taiwan: *Geophysical research letters*, v. 33, no. 2.
- Yamaguchi, M., and Ota, Y. (2004) Tectonic interpretations of Holocene marine terraces, east coast of Coastal Range, Taiwan: *Quaternary International*, v. 115, p. 71-81.
- Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnston, P., and Fifield, L. K. (2000) Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima: *Nature*, v. 406, no. 6797, p. 713.

- 
- Yokoyama, Y., Esat, T. M., and Lambeck, K. (2001) Coupled climate and sea-level changes deduced from Huon Peninsula coral terraces of the last ice age: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 193, no. 3, p. 579-587.
- Yoneda, M., Uno, H., Shibata, Y., Suzuki, R., Kumamoto, Y., Yoshida, K., Sasaki, T., Suzuki, A., and Kawahata, H. (2007) Radiocarbon marine reservoir ages in the western Pacific estimated by pre-bomb molluscan shells: *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, v. 259, no. 1, p. 432-437.
- Yu, S. B., and Kuo, L. C. (2001) Present-day crustal motion along the Longitudinal Valley Fault, eastern Taiwan: *Tectonophysics*, v. 333, no. 1, p. 199-217.
- Yu, S. B., Chen, H. Y., and Kuo, L. C. (1997) Velocity field of GPS stations in the Taiwan area: *Tectonophysics*, v. 274, no. 1, p. 41-59.
- Zhao, X. (1996) China Sea-level Change (Shandong Scientific and Technological Press, Jinan), pp. 464.
- Zong, Y. (1992) Postglacial stratigraphy and sea-level changes in the Han River Delta, China: *Journal of coastal research*, p. 1-28.
- Zong, Y. (2004) Mid-Holocene sea-level highstand along the Southeast Coast of China: *Quaternary International*, v. 117, no. 1, p. 55-67.
- Zwartz, D. P. (1995) The recent history of the Antarctic Ice Sheet: constraints from sea-level change: Ph. D. Thesis, Australian National University, pp. 286.

內政部地政司衛星量測中心網頁

<https://gps.moi.gov.tw/SSCenter/Introduce/IntroducePage.aspx?Page=DTM3>

Calib 校正程式網頁

<http://calib.org/calib/calib.html>

附錄



附錄一、斷層垂直滑移量模擬程式碼。

%Fault_Modeling

```
clear all;
close all;
clc;

dip=70;          %dip of fault plane
xmax=100;       %range of frame, km
xmin=-xmax;     %range of frame, km
dp=0.01;        %spacing of points, km
fault_type=2;   %1=strike,2=dip,3=tensile,4=mogi
len=30*1000;    %fault length, meters
nu=0.25;        %Poisson's ratio
strike=0;

Xp=[-100000,-50000,-40000,-30000,-20000,-18000,-16000,-14000,-12000,-
10000,-8000,-6000,-4000,-
2000,0,2000,4000,6000,8000,10000,12000,14000,16000,18000,20000,30000,4
0000,50000,100000];

q=size(Xp);
ux_sum(q,1)=0;
uy_sum(q,1)=0;
uz_sum(q,1)=0;

delta(1)=70;
delta(2)=60;
delta(3)=50;

number=3;          %two faults
dtop(1)=0*1e3;     %fault 1 = 0-15 km
dbot(1)=15*1e3;
```




```
dtop(2)=15*1e3;           %fault 2 = 15-30 km
dbot(2)=30*1e3;
dtop(3)=30*1e3;         %fault 3 = 30-40 km
dbot(3)=40*1e3;

for i=1:1:number
deltar(i)=delta(i)*pi/180; %將角度轉為徑度
W(i)=(dbot(i)-dtop(i))/sin(deltar(i)); %第i條斷層寬度
if(i>1)
xshift(i)=(dbot(i)-dtop(i))/tan(deltar(i))+xshift(i-1); %平移斷層i
else
xshift(i)=(dbot(i)-dtop(i))/tan(deltar(i)); %將斷層i在地面的點移回原點
end
X(:,i)=Xp-xshift(i); %觀測點根斷層起始點在2為空間上的相對距離
end

U(1)=10;                %slip of fault 1 in meters
U(2)=0.0001;           %slip of fault 2 in meters
U(3)=0.0001;           %slip of fault 3 in meters

q=length(Xp);
ux_sum=zeros(q,1);
uy_sum=zeros(q,1);
uz_sum=zeros(q,1);

for i=1:1:number
[ux(:,i),uy(:,i),uz(:,i)]=calc_okada(U(i),X(:,i),0,nu,delta(i),dbot(i)
,len,W(i),fault_type,strike);
ux_sum(:,1)=ux(:,i)+ux_sum(:,1);
uy_sum(:,1)=uy(:,i)+uy_sum(:,1);
uz_sum(:,1)=uz(:,i)+uz_sum(:,1);
end

plot(Xp/1000,uz_sum) %plot Xp(in km) vs. uz
```



```
%calc_Okada
```

```
function
```

```
[ux,uy,uz]=calc_okada(U,x,y,nu,delta,d,len,W,fault_type,strike);
```

```
%if (strike==90)
```

```
% strike=89.9;
```

```
%elseif (strike==45)
```

```
    %strike=44.9;
```

```
%elseif (strike==0)
```

```
    %strike=0.1;
```

```
%end
```

```
%if (delta==0)
```

```
    %delta=0.1;
```

```
%elseif (delta==90)
```

```
    %delta=89.9;
```

```
%end
```

```
%initialize arrays
```

```
ux=zeros(size(x));
```

```
uy=zeros(size(x));
```

```
uz=zeros(size(x));
```

```
strike = -strike * pi/180 + pi/2;
```

```
coss = cos(strike);
```

```
sins = sin(strike);
```

```
rot = [coss -sins ; sins coss];
```

```
rotx = x*coss+y*sins;
```

```
roty = -x*sins+y*coss;
```

```
%%% Okada fault model for dislocation in an elastic half-space.
```

```
%%% based on BSSA Vol. 95 p.1135-45, 1985
```

```
L = len/2;
```

```

delta = delta * pi/180; %fault dip, radians

for i=1:length(U)
    Const = -U(i)/(2*pi);

    cosd = cos(delta);
    sind = sin(delta);

    p = roty*cosd + d*sind; %a matrix eqn. (30)
    q = roty*sind - d*cosd; %a matrix eqn. (30)
    a = 1-2*nu; % mu/(lambda+mu) = 1-2*poisson's ratio

    parvec = [d, a, delta, fault_type(i)];

    [f1a,f2a,f3a] = fBi(rotx+L, p , parvec, p, q);
    [f1b,f2b,f3b] = fBi(rotx+L, p-W, parvec, p, q);
    [f1c,f2c,f3c] = fBi(rotx-L, p , parvec, p, q);
    [f1d,f2d,f3d] = fBi(rotx-L, p-W, parvec, p, q);

    %%%% Displacement eqns. (25-27)

    uxj = Const * (f1a - f1b - f1c + f1d);
    uyj = Const * (f2a - f2b - f2c + f2d);
    uz = uz + Const * (f3a - f3b - f3c + f3d);

    % rotate horizontals back to the orig. coordinate system
    ux= ux-uyj*sins+uxj*coss;
    uy= uy+uxj*sins+uyj*coss;
end

```





```
%fBi
function [f1,f2,f3] = fBi(sig, eta, parvec, p, q);

%%%%% Pull out parameters form parvec %%%%%
%%%%% parvec = [d, a, delta, fault_type] %%%%%

d      = parvec(1);
a      = parvec(2);
delta  = parvec(3);
fault_type = parvec(4);

%%%%% Some simplifications %%%%%

epsn = 1.0e-10;
cosd = cos(delta);
sind = sin(delta);
tand = tan(delta);
cosd2 = cos(delta)^2;
sind2 = sin(delta)^2;
cssnd = cos(delta)*sin(delta);

R      = sqrt(sig.^2 + eta.^2 + q.^2);
X      = sqrt(sig.^2 + q.^2);
ytil = eta*cosd + q*sind;
dtil = eta*sind - q*cosd;

Rdtil = R + dtil;
Rsig  = R + sig;
Reta  = R + eta;
RX    = R + X;

lnRdtil = log(Rdtil);
lnReta  = log(Reta);
lnReta0 = -log(R-eta);
```



```

ORRsig = 1 ./ (R .* Rsig);
OReta  = 1 ./ Reta;
ORReta = 1 ./ (R .* Reta);

indfix = find(abs(Reta) < epsn);           %check for bad values
if (~isempty(indfix))
    lnReta(indfix) = lnReta0(indfix);
    OReta(indfix)  = 0 * indfix;
    ORReta(indfix) = 0 * indfix;
end

indfix = find(abs(Rsig) < epsn);
if (~isempty(indfix))
    ORsig(indfix)  = 0 * indfix;
    ORRsig(indfix) = 0 * indfix;
end

%%%% theta term with q = 0 fix

theta = atan((sig.*eta)./(q.*R));
indfix = find(abs(q) < epsn);
if (~isempty(indfix))
    theta(indfix) = 0 * indfix;
end

%%%% The I_12345 factors %%%%
if abs(cosd) < epsn
    %%%% cosd = 0 fix [eqn. (29)]
    I5 = -a .* sig .* sind ./ Rdtil;
    I4 = -a .* q ./ Rdtil;
    I3 = a/2 .* (eta ./ Rdtil + (ytil .* q) ./ (Rdtil.^2) - lnReta );
    I2 = -a .* lnReta - I3;
    I1 = -a/2 .* (sig .* q) ./ (Rdtil.^2);
else

```





```
%%%% default [eqn. (28)]
% I5 = a * 2 ./ cosd .* atan2( (eta.*(X+q.*cosd) + X.*RX.*sind),...
%
%                               (sig.*RX.*cosd) );
sigtemp = sig;
indfix = find(abs(sig)<ep sn);
sigtemp(indfix) = ep sn;
I5 = a * 2 ./ cosd .* ...
    atan( (eta.*(X+q.*cosd) + X.*RX.*sind)./(sigtemp.*RX.*cosd) );
if (~isempty(indfix))
    I5(indfix) = 0 * indfix;
end
I4 = a ./ cosd .* (lnRdtil - sind .* lnReta);
I3 = a * (1 ./ cosd .* ytil ./ Rdtil - lnReta) + tand .* I4;
I2 = -a .* lnReta - I3;
I1 = -a ./ cosd .* sig ./ Rdtil - tand .* I5;
end
%%%% The fault specific parameters %%%%

if fault_type == 1;          %%%% Strike Slip [eqn. (25)]
    f1 = (sig .* q) .* ORReta + theta + I1 .* sind;
    f2 = (ytil .* q) .* ORReta + (q .* cosd) .* OReta + I2 .* sind;
    f3 = (dtil .* q) .* ORReta + (q .* sind) .* OReta + I4 .* sind;
elseif fault_type == 2;    %%%% Dip Slip [eqn. (26)]
    f1 = q./R - I3 .* cssnd;
    f2 = (ytil .* q) .* ORRsig + cosd .* theta - I1 .* cssnd;
    f3 = (dtil .* q) .* ORRsig + sind .* theta - I5 .* cssnd;
else fault_type == 3;      %%%% Tensile [eqn. (27)]

    f1 = q.^2 .* ORReta - I3 .* sind2;
    f2 = (-dtil .* q) .* ORRsig ...
        - sind .* ((sig .* q) .* ORReta - theta) - I1 .* sind2;
    f3 = (ytil .* q) .* ORRsig ...
        + cosd .* ((sig .* q) .* ORReta - theta) - I5 .* sind2;
end
```