

末次冰期以來台灣海岸平原區的 海岸線變遷

收稿日期：2004年01月12日

接受日期：2004年11月26日

陳文山¹ 宋時驊¹ 吳樂群² 徐澔德³ 楊小青¹

末次冰期以來因氣候變暖導致海水面急劇上升，第四紀造山運動形成的地殼變動，以及大量來自造山帶沉積物的堆積，這些都是造成台灣周圍海岸環境急劇變化的主要因素。本文利用海岸平原區井下岩心資料，分析末次冰期以來海岸的變遷，作為考古學研究時思考全新世以來台灣海岸平原區的古環境變遷對於人類生活型態可能的影響。但由整體的海岸變遷來看，2萬年至6千年前之間除了蘭陽平原之外各海岸都隨著海水面的上升，呈現海進現象；6千年前至今的海水面不再大幅度變動，因此大量沉積物堆積在海岸地區，造成快速海退的現象。

經古環境與古地形的重建，冰期各平原區因海水面下降約120公尺，造成各主要河流在現今的海岸平原產生大規模的下蝕作用，形成數十公尺至百餘公尺的深谷。冰期之後海水就沿著河谷向陸地侵入，海岸平原在冰期受到大規模的侵蝕，因此形成坡度較陡的海岸，造成各海岸平原不同的海進速度，以嘉南平原海進速度最快，約每年3-5公尺；高雄海進速度約每年1公尺為最慢。海退的速率則受到來自河流搬運的沉積物多寡所影響，其中以屏東平原海退速度每年5公尺為最快，高雄每年0.5公尺為最慢。雖然各盆地的海退速率不一，但是台灣海岸線每年數公尺的遷移速度是屬於全球最快速的區域之一，此變動是否影響居住在海岸地區居民的生活型態，是值得深入研究。

關鍵詞：海岸線變遷 末次冰期 嘉南平原 蘭陽平原 屏東平原

本文於民國94年(2005)2月出版。

¹ 國立台灣大學地質科學系

² 私立文化大學地質系

³ 美國加州理工學院地質與行星科學系

一、前言

從地層紀錄發現沉積環境經常隨著時代演變而產生變化，因為有許多因素會影響沉積環境深淺的變化，尤其氣候變化造成海水面變動、構造活動造成地殼變動、沉積速率以及沉積物壓密造成盆地下陷等因素。因此，環境變遷是直接且同時受到許多自然變動的因素影響。以下就以一簡單的方程式表示環境深淺變化與各種因素的關係：沉積環境深度=原來深度+(海水面升降量+構造沉降量+沉積物壓密量-沉積厚度)，【海水面上升為正值，下降為負值；下陷量為正值，抬升量為負值；壓密量為正值；沉積厚度為正值】。原來環境的深度加上四個變動量的總合就代表每個時期沉積環境的深度，亦表示水面下可提供沉積物堆積的空間。當沉積環境深度為正值表示水面以下有剩餘空間可供沉積物堆積；為負值則代表陸相環境，沉積空間已被填滿。從以上說明可以歸納為影響環境變遷的關鍵是盆地的沉積空間與沉積量兩者之間的關係。當沉積速率大於沉積空間的增加速率時，表示盆地會逐漸變淺，盆地被填滿之後沉積物就往海側堆積，造成海岸的外移，也就是所謂海退(regression)。當沉積速率小於沉積空間的增加速率時，則盆地會逐漸變深，海岸朝向陸側移動，即所謂海進(transgression)。

台灣島構造活動速率與沉積物堆積速率都屬於世界上最快速的地區之一，因此沉積環境變遷非常快速且複雜，山脈隆起速率平均每年可達 1 公分，侵蝕速率每年約 0.5 公分(Liu *et al.*, 2000, 2001)。造山過程中除了山脈的抬升之外，造山帶前緣的前陸盆地(foreland basin)則屬於沉降的盆地(Suppe, 1986; Chen *et al.*, 2001; 陳文山等 2000)，涵蓋範圍由海岸平原至東側台灣海峽(Chou and Yu, 2002)。此外，台灣北部地區(台北、宜蘭)處於後造山時期，因為板塊擠壓力量已經消失且轉變為張裂環境，並形成了臺北盆地與蘭陽平原兩個張裂的沉降盆地(Teng *et al.*, 2000; 陳文山等 2004b)。末次冰期(last glacial epoch)以來海面上升時，這些位在山脈前緣低海拔的盆地大都遭受海水入侵成為淺海環境。由於台灣東西海岸的營力作用不同，因而產生不同的沉積環境。西部海岸(桃園—台南)位在台灣海峽中屬於半封閉的內海環境，海岸營力以潮汐與沿岸流作用為主，沿岸環境呈現潮間帶、潟湖、沿岸沙洲、江灣等(陳文山等 2000)。台灣南部(高屏)、北部(台北)以及東部(宜蘭與花東)海岸面臨開放性的海洋，海岸營力以波浪作用為主，沉積環境具有岩礁海岸、海灘，離岸沙洲，以及位在沙洲內側的潟湖與沼澤等；從岩心紀錄也顯示末次冰期以來的海岸環境與現今非常相似(陳文山 2000; 宋時驊 2001; 吳樂群 1996, 1998, 1999; 徐濤德 1999; 黃郁婷 2001)。本研究將利用鑽井岩心的沉積學研究與定年結果，討論全新世各平原區的环境以及海岸變遷史。

二、全球古氣候與海水面變遷

地球表面溫度是受到日照量的變化所影響，而日照量變化又受到地球運行軌道的週期性改變而影響；米蘭科維奇(Milankovitch, 1930)則推演出地球運行軌道的週期，計有 2 萬 2 千年、4 萬 1 千年與 10 萬年的變化週期。近年來古海洋研究以海洋生物殼體的氧同位素比率的變化(Shackleton *et al.*, 1990)，以及岩層紀錄的古沉積環境變遷與古氣候週期性變化有直接的關聯，顯示 250-90 萬年前之間的氣候變化週期主要為 4 萬 1 千年，而 90 萬年前至今的氣候變化週期以 10 萬年週期為主(Naish and Kamp, 1997; Naish *et al.*, 1998; Chen *et al.*, 2001)。全球溫度變化造成溶水量的改變，導致全球海水面變化，其中尤屬 10 萬年週期的事件會造成大幅度的海水面變動。以末次冰期為例，距今 2 萬年前的海水面較現今低約 120 公尺，之後的間冰期氣候變暖，海水面開始逐漸上升至現今的位置(Rohling *et al.*, 1998; Church *et al.*, 2001)。此時期海水面上升速率很大的變化，從 2 萬年至 1 萬 5 千年前期間海水面回升速度較緩慢，平均每千年約 6 公尺，1 萬 5 千年至 6 千年前之間上升速度約每千年 10 公尺。6 千年前至今海水面變動則趨於穩定，變動不會超過 0.3-0.5 公尺(Rohling *et al.*, 1998; Church *et al.*, 2001)。台灣地區晚全新世以來海水面的變動與全球性變化趨勢一致(陳于高 1993; Chen and Liu, 1996; 圖 1)。

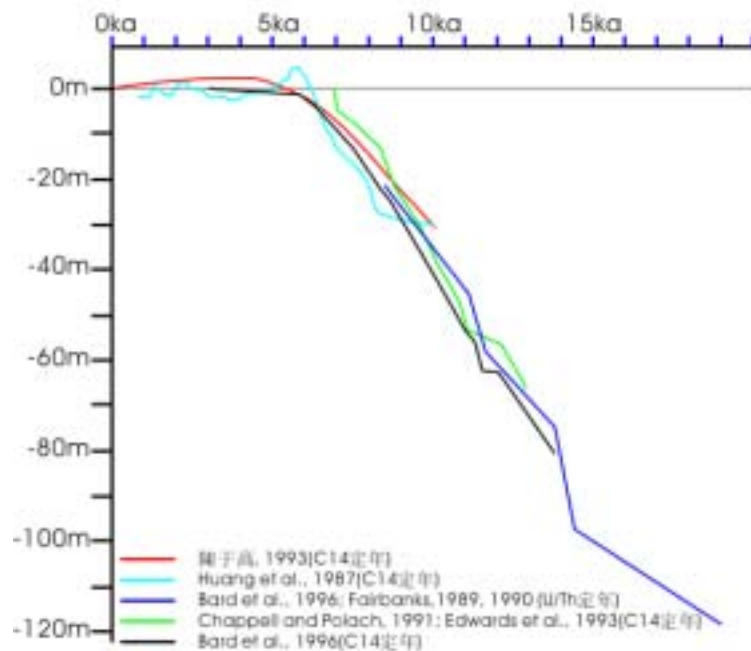


圖 1 末次冰期以來，全球各地與澎湖地區海水面的變動曲線。

三、末次冰期以來各沉積盆地的環境變遷

本研究為評估各沉積盆地的古環境變遷，首先利用鑽探的岩心來解析各時代的沈積環境。由於定年資料無法詳細且作全面性的對比，因此再藉由層序地層方法才能夠針對每一個盆地做大範圍的地層對比。各時代沉積層序對比建構於氣候變動造成全球海水面的變遷(Emery and Myers, 1996 ; Walker and James, 1992)。因為海水面變動都會同時在全球造成同樣幅度的環境變遷，所以各地區的地層層序都會記錄類似的環境變化。以下將由岩心紀錄的結果討論末次冰期以來各海岸平原的古海岸變遷。

(一) 蘭陽平原

蘭陽平原位在脊樑山脈與雪山山脈之間呈向東開口的三角形平原，更新世以來張裂作用產生的沉降盆地(地塹)，至今還持續的作用(許華杞 1987；陳文山 2000；陳文山等 2004b)。蘭陽平原東臨太平洋，因此末次冰期以來海面上升時海水會由東向西入侵至平原內部。本研究是利用蘭陽平原的 12 口鑽井岩心的沈積環境解析與對比，呈現末次冰期以來蘭陽平原古環境的變遷(圖 2；陳文山 2000)。末次冰期時(2 萬年前)，海水面較現今約低了 120 公尺(Church *et al.*, 2001)，從岩心發現此時期沒有沉積物堆積或僅堆積薄層的河流相沉積物，且大部分岩心都具有紅土化土壤層或紅土化岩盤，顯示此時蘭陽平原正處於陸地環境(陳文山 2000)。約 1 萬 5 千年至 1 萬 4 千年前，海水才逐漸入侵至蘭陽平原，隨後海水快速向平原西側入侵，約 8 千年前蘭陽平原全面被海水所覆蓋，形成海灣環境，海岸線位於平原最西側的山麓前緣，海進速度約平均每年 2 公尺(圖 3)。雖然 8 千年前之後全球海水面還持續上升，但因為當時海灣周圍的海岸地形陡峭，使得海岸線向西遷移的速度劇減。而此時由蘭陽溪供應的沉積物大量堆積在沿海地區，使得沿岸堆積速率快於沉積空間增加的幅度，形成海岸逐漸向太平洋側遷移。6 千年前之後海水面不再上升，海岸線持續退至蘭陽平原的中部；而 3 千年前海岸線大致已位在距現今海岸約 2-3 公里，海退速率約每年 3.5 公尺(圖 3)。

(二) 高雄平原

高雄位於台灣西南部褶皺造山帶前緣一系列因構造作用形成的沉降盆地之一(吳樂群 1993)；由三角點觀測結果亦顯示現今此區域屬於下陷環境(陳惠芬 1981)。高雄地區地形屬於三面環山，開口朝向西南的盆地(圖 4)，因此海進時海水就由西南側入侵。本研究利用 22 口鑽井岩心的沈積環境解析與對比，呈現末次冰期以來的古環境變遷(圖 5；宋時驊 2001)。末次冰期，高雄全區處於陸相環境，約 1 萬 4 千年前時海水面才由西南側

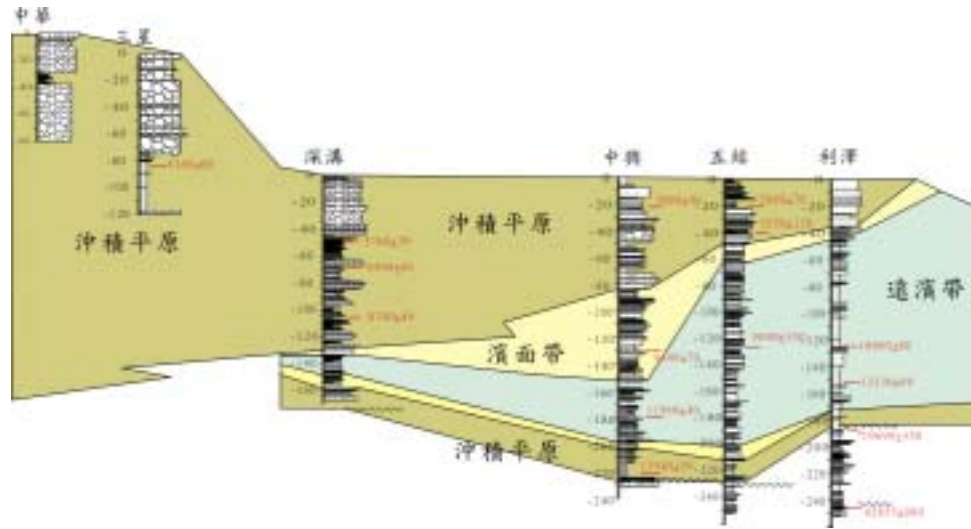


圖2 蘭陽平原井下沉積層的碳十四年代與沈積環境對比圖。

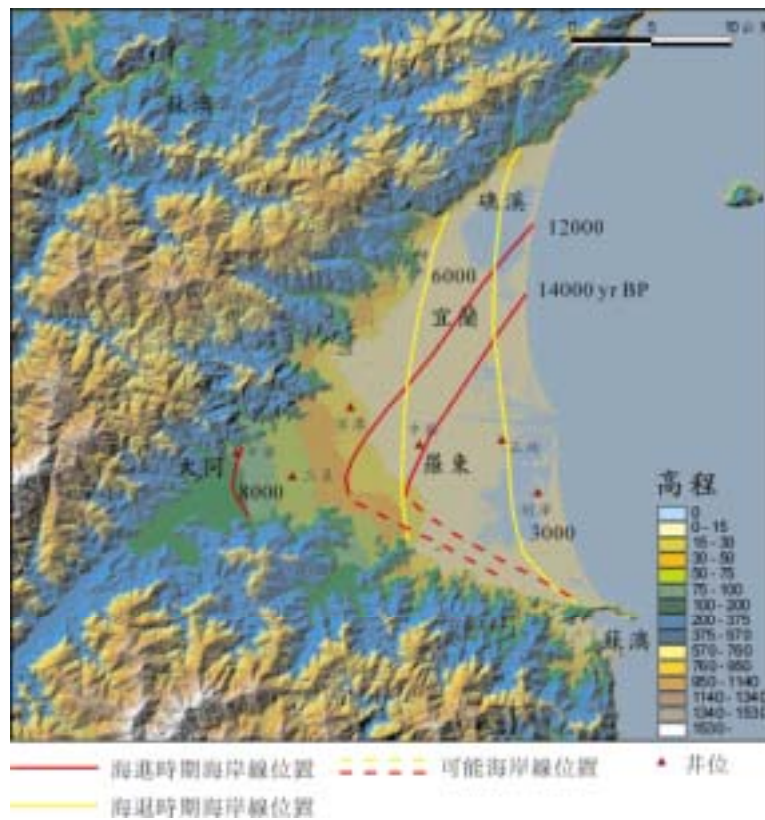


圖3 末次冰期以來蘭陽平原各時代的海岸線變遷圖。

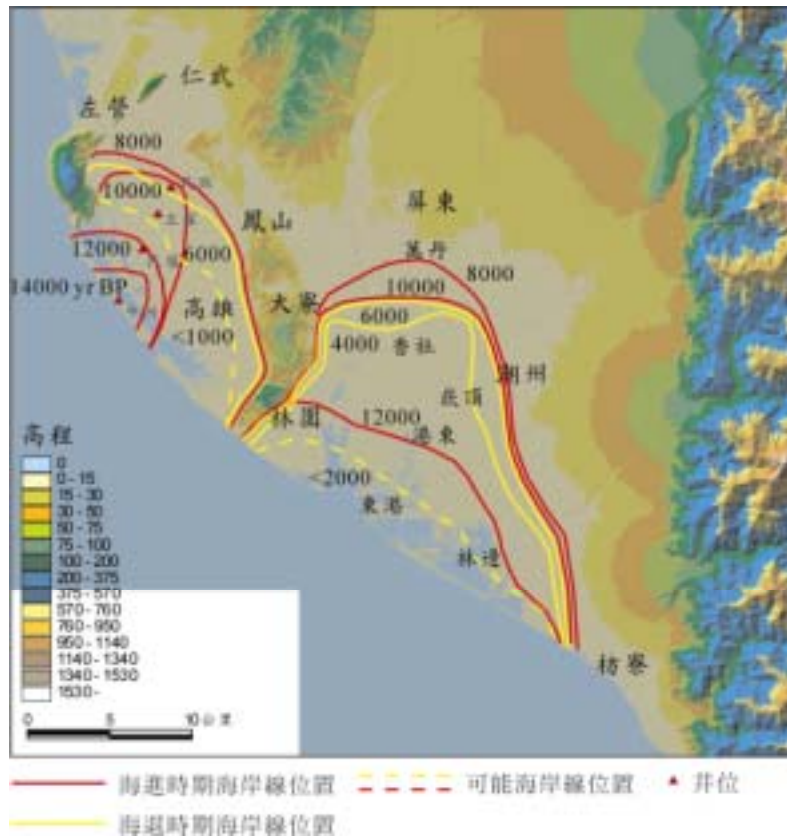


圖 4 末次冰期以來高屏地區各時代的海岸線變遷圖。

入侵至高雄，形成江灣環境。8 千年前，海水入侵範圍達到最大，涵蓋整個高雄地區，形成三面環山的海灣環境，海進速率約每年 1 公尺。直到 6 千年前，海岸線才逐漸向海側遷移(宋時驊 2001)。高雄地區因岩心定年資料的不足，無法呈現 6 千年前之後海岸線的詳細位置，但從現今愛河與前鎮溪極少的沉積量來看，推測海岸線退卻的速度非常慢。從岩心表層沉積層的環境解析，發現可能在千年之前的陸海交界處距離現今海岸線尚有 4-6 公里，海退速率約每年 0.5 公尺(圖 4)。現今海岸線顯然受到數百年來開墾的影響才快速移至目前位置。

(三) 屏東平原

屏東平原由高屏溪辮狀河與東側中央山脈河流構成的沖積平原。末次冰期海水面下降時，高屏溪產生下蝕作用將屏東平原切割形成一條深約 200 公尺的峽谷，並連接現今

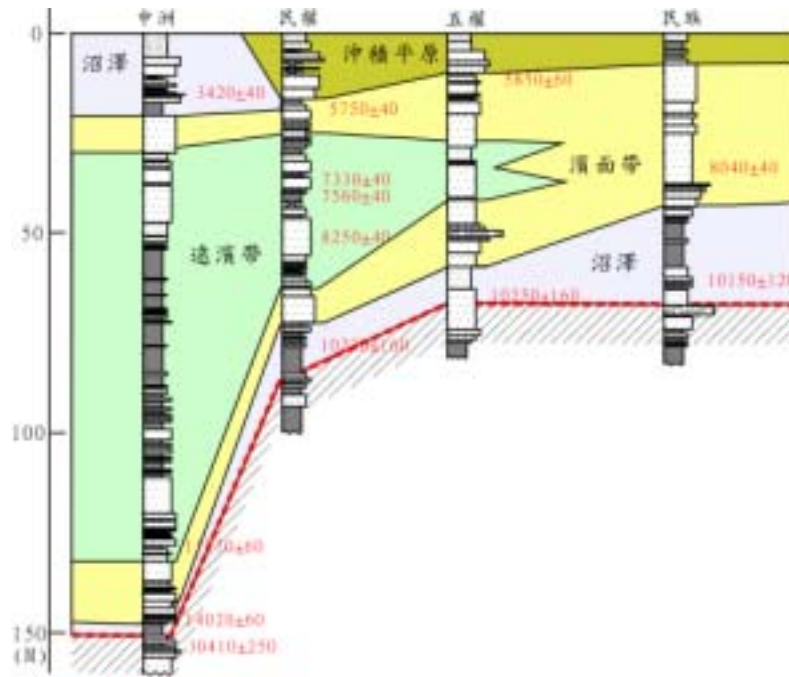


圖 5 高雄地區井下沉積層的碳十四年代與沈積環境對比圖。

高屏溪外海的海底峽谷。1 萬 5 千年之後，海水沿著末次冰期切割的峽谷侵入，海岸線到達東港南側。1 萬 2 千年前，海水面較末次冰期約升高了 55 公尺，入侵範圍已達到林園-港東-林邊一帶(圖 4)。8 千年前，海水入侵範圍最廣泛，海岸線達到大寮-萬丹-潮州-枋寮，海進速率約每年 2.6 公尺。8 千至 6 千年前海岸線大致沒有太大變動，僅因河口的沉積量較大，使得位在河口處的海岸線稍有向海側遷移。6 千年前之後海水面不再上升，因沉積物大量堆積，此後海岸快速向外退出。屏東平原北側與東側的沖積扇因海拔較高，末次冰期以來未曾被海水淹沒，海進最高時期仍然屬於陸相環境。4 千年前之後，海岸已經退至大寮-香社-崁頂-枋寮(圖 4；吳樂群 1996, 1998；徐濤德 1999)。從海岸變遷幅度來看，6 千年前之後海岸遷移速度最快，因為海水面已經不再上升，沉積空間增加幅度變小(僅有構造沉降)，造成沉積速率超過沉積空間增加的速率，大量沉積物向海側堆積，導致海岸快速向外遷移，海退速率約每年可達 5 公尺。

(四) 嘉南平原

末次冰期時，嘉南平原全區裸露於海水面以上成為陸相環境，此時期也因為侵蝕基準面大幅下降造成八掌溪與曾文溪下蝕作用，將平原切割形成兩條深約數十公尺至百餘



圖 6 末次冰期以來嘉南地區各時代海岸線變遷圖。

公尺的河谷(吳樂群 1999; 黃郁婷 2001)。冰期結束後(2 萬年前), 海水大致沿著八掌溪與曾文溪河谷入侵, 形成兩個海灣環境。約在 1 萬年前海水已經完全淹沒整個嘉南平原, 海進速率約每年 3-5 公尺(圖 6)。從丘陵地區分布有全新世海階來看, 可以推測海水曾經淹沒部分丘陵區, 海水大致沿著現今河流入侵, 並形成許多海灣地形。6 千年前之後, 海水面不再上升並且丘陵也陸續抬升, 而沉積物也逐漸向海側堆積, 使得海岸開始向外遷移。約 1 千年前, 海岸線大致位在現今海岸東側約 5-15 公里, 海退速率約每年 1.4-2.8 公尺。鹽水溪以南區域因構造活動劇烈, 晚全新世之後地表褶皺隆起形成台南台地(陳文山等 2004a), 促使海岸更加速向西遷移(圖 6)。鹽水溪以北區域屬於沉降環境, 每千年沉降量可達 10 公尺(陳文山等 2004a), 因此曾文溪下游區域在 17 世紀時還是呈現江灣環境(張瑞津等 1996, 1997)。

四、討 論

本文主要探討末次冰期以來, 台灣周圍海岸平原區的海岸變遷。海岸平原區都處於構造沉降的環境, 而 2 萬年至 6 千年前之間的海水面屬於上升狀態, 理論上在這兩個因素作用之下沉積空間會加速擴大, 沉積環境呈現變深趨勢; 但是當沉積速率大於沉積空間增加速率時, 環境就會呈現變淺的趨勢。因此, 沉積環境的深淺變化以及海岸線的變遷是決定於沉積物堆積量與海水面及構造作用之間的關係(沉積物壓密造成的沉降太小可忽略)。以下將探討末次冰期以來全球海水面變動的情形, 以及從台灣西南部海岸平原與蘭陽平原的井下岩心資料分析各時代的海岸位置, 並以此計算各平原的海進與海退速率, 再由沉積物與地形特性討論為何造成各盆地海進與海退速率的差異。

末次冰期以來海水面的變動速率大致分為三個階段(圖 1), 第一階段從 2 萬年至 1 萬 5 千年前之間, 海水面上升速度較緩慢, 約平均每千年上升 6 公尺; 第二階段 1 萬 5 千年至 6 千年前之間, 海水面上升速度最為快速, 約平均每千年 10 公尺; 6 千年前之後海水面沒有太大變化(Rohling *et al.*, 1998; Church *et al.*, 2001)。除了海水面上升造成環境變深之外, 另一因素是構造沉降作用, 全新世以來台灣各盆地的構造沉陷速率都不同, 大致每千年的下陷量約 2-10 公尺(陳文山等 2004a)。因此 2 萬年至 6 千年前之間, 海水面(每千年 6-10 公尺)與構造變動量(每千年 2-10 公尺), 大約每千年增加 8-20 公尺深的空間。但沉積物的堆積卻會造成沉積空間的減少, 因此由岩心的沉積環境解析便可以了解各盆地在各時代沉積空間的消長。

台灣處在造山環境, 因此構造沉降與沉積物堆積速率都屬於全球最快速的區域之一, 但在這兩個因素交互影響之下各盆地海岸變遷速率, 以及全新世時期由海進轉變為海退的時間各不同。結果顯示從 2 萬年至 6 千年前之間沉積環境是逐漸變深, 顯示沉積

空間在增加，並形成快速海進的現象；但蘭陽平原在 8 千年前之後就開始產生海退。為何海水面還處於快速上升階段，蘭陽平原會產生海退現象？原因是 8 千年前海岸已經前進到坡度較陡的中央山脈山麓前緣，坡度愈陡的海岸在海水面上升時造成的海岸線遷移速率就愈慢(圖 7, TL1)。另外，海水面上升造成的沉積空間也愈小，更易造成沉積量大於沉積空間，而產生海退現象；蘭陽河流域沉積物供應量非常大，因此在 8 千年前就已經產生海退現象。從各盆地海進速率來看，高雄地區的海進最為緩慢，海岸線每年 1 公尺向陸側遷移。蘭陽平原為每年 2 公尺向陸側遷移；屏東平原為每年 2.6 公尺向陸側遷移；嘉南平原海岸線的遷移速率最快，每年約 3-5 公尺向陸側遷移。

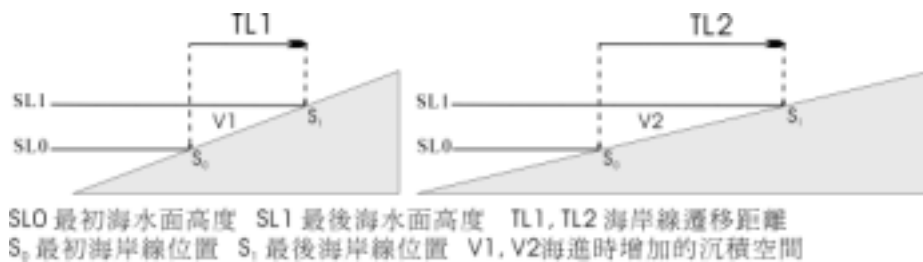


圖 7 海岸坡度愈陡，海岸線向陸側遷移的速度就愈慢。

6 千年前之後，海水面不再上升，沉積空間僅依靠構造的沉降作用在增加。從各盆地古環境的解析都表示此後沉積環境快速的變淺，顯然沉積速率已大於盆地的沉降速率。理論上當沉積物堆積速率較快時，沉積初期的堆積方式是向上堆積(aggradation; 圖 8a, 8b); 當盆地被填滿形成陸相環境時，沉積物就朝向海側堆積(側向堆積, progradation; 圖 8c, 8d), 此時海岸線就快速向海側遷移。因此，海退時間是產生在盆地被填滿的時候，所以可以發現除了蘭陽平原之外，其他海岸平原快速海退的時期大致在 6 千年前之後。

海岸線向海側遷移速率受到沉積物供應量多寡的影響，沉積速率愈快，海退速率就愈快；沉積物供應量則又視各盆地的流域面積大小。從各盆地的海退速率來看，以高雄地區最慢，海岸線以每年小於 0.5 公尺的速率向海側遷移，原因是愛河與前鎮溪源於鄰近的泥岩區，因此沉積量非常低。嘉南地區的海退速率約 1.4-2.8 公尺，也因為河流沉積物供應量較小所致。屏東平原的海退速率最快，每年約 5 公尺的速率向海側遷移，因為高屏溪沉積物供應量非常大，形成海岸線向海側遷移的速率非常快；蘭陽平原也具同樣環境，海退速率約每年 3.5 公尺。

上述探討各時代海岸線位置，由於各盆地鑽井岩心測得年代資料不同(碳 14 定年)，因此採用定年資料較多的年代來表示海岸位置。本研究解析海岸位置的誤差範圍達數百公尺，甚至部份可達 1 公里，原因是鑽井數量以及定年資料有限，導致解析海岸位置的

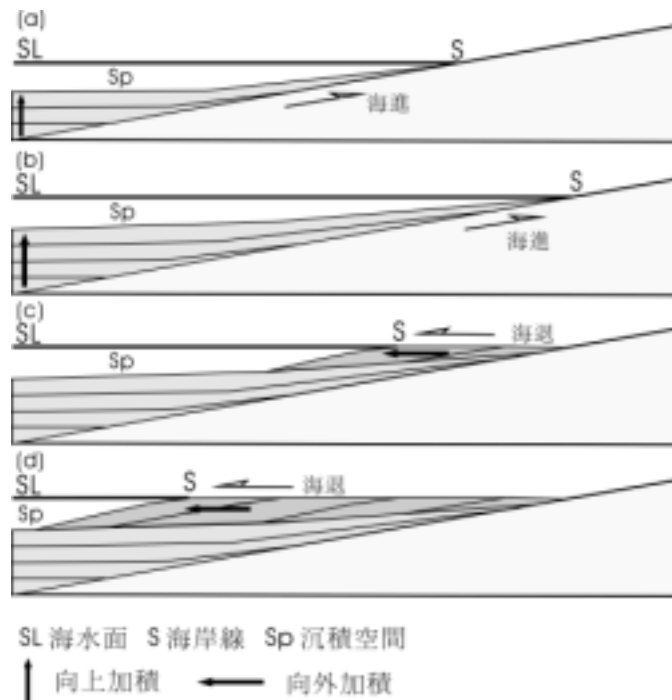


圖 8 (a)海進初期沉積物是向上堆積，(b)達到最高海水面時，沉積物還是以向上堆積方式，(c)、(d)海水面不再變動但沉積物逐漸將盆地堆滿，造成海岸向海側遷移。

偏差，研究區域計有高雄、屏東、嘉南以及宜蘭等海岸平原。除此之外尚有台北盆地、台中盆地以及彰雲海岸平原等區域未能在本文一併探討，因為部分地區資料尚不足或長期屬於陸相環境；如台北盆地於全新世時期屬於河流與湖泊環境，僅在現今淡水河流域受到潮汐的影響形成半淡水的江灣環境(彭志雄等 1999)；台中盆地主要為河流環境，全新世時期海水並未入侵至盆地之中；彰雲海岸平原區因定年資料不足尚無法準確判斷各時代海岸線位置。

五、結 論

末次冰期以來沉積環境受到海水面變遷影響深遠，尤其台灣周圍海岸平原區直接受到影響，因此 2 萬年至 6 千年前全球海水面急劇上升之時，形成與全球同步的海進事件，但 6 千年前之後，沉積物大量的堆積使得海岸線快速向海側遷移，也因為各地區沉積物供應量的不同，形成海退時間以及海退速率的不同。本文主要目的是提供全新世以來各

時代海岸線的位置，以利未來探討文化遺址與海岸環境的時空關係。而全新世時期台灣地區海岸環境如此快速的變動是否影響居住在海岸平原的新石器時代人類的生活型態，是值得進一步探討的問題。

參考書目

宋時驊

- 2001 《末次冰期以來高雄地區沉積層序之研究》。國立台灣大學地質科學研究所碩士論文。

吳樂群

- 1993 《台灣西南部旗山地區上部新第三系及第四系之沉積層序與演化》。國立台灣大學地質學研究所博士論文。
- 1996 《屏東平原沉積物與沉積環境分析及地層對比研究》。經濟部中央地質調查所報告，第 85-017 號。
- 1998 《屏東平原沉積物與沉積環境分析及地層對比研究》。經濟部中央地質調查所報告，第 87-016 號。
- 1999 《嘉南平原沉積物與沉積環境分析及地層對比研究》。經濟部中央地質調查所報告，第 88-015 號。

彭志雄、鄧屬予、袁彼得

- 1999 〈台北盆地的岩相特徵〉，《經濟部中央地質調查所特刊》11:67-99。

徐濬德

- 1999 《上次冰期以來屏東平原南部之沉積環境》。國立台灣大學地質科學研究所碩士論文。

許華杞

- 1987 〈沖繩海槽南端與台灣宜蘭地區之地殼變動〉，《測量工程》29(3): 1-6。

黃郁婷

- 2001 《嘉南平原曾文溪流域晚第四系之沉積環境暨層序初探》。國立台灣大學地質科學研究所碩士論文。

陳于高

- 1993 《晚更新世以來南台灣地區海水面變化與新構造運動研究》。國立台灣大學地質科學研究所博士論文。

陳文山

- 2000 《沈積物與沈積環境分析及地層對比研究—蘭陽平原，台灣地區地下水觀測網

- 第二期計畫水文地質調查研究》。經濟部中央地質調查所報告。
- 陳文山、鄂忠信、陳勉銘、楊志成、張益生、劉聰桂、洪崇勝、謝凱旋、葉明官、吳榮章、柯炯德、林清正、黃能偉
- 2000 〈上-更新世台灣西部前陸盆地的演化—沈積層序與沈積物組成的研究〉，《經濟部中央地質調查所彙刊》13: 137-156。
- 陳文山、楊志成、楊小青、吳樂群、林啟文、張徽正、石瑞銓、林偉雄、李元希、石同生、盧詩丁
- 2004a 〈從構造地形特徵探討嘉南地區的活動構造〉，《經濟部中央地質調查所彙刊》17: 53-77。
- 陳文山、楊志成、吳樂群、楊小青、吳樂群、陳勇全、顏一勤、劉立豪、黃能偉、林啟文、張徽正、石瑞銓、林偉雄
- 2004b 〈沉降環境的山麓河谷地形特形—探討台北盆地、蘭陽平原與屏東平原鄰近山麓地形與構造的關係〉，《經濟部中央地質調查所彙刊》17: 79-106。
- 陳惠芬
- 1981 《台灣當今地盤的上升與下降》。私立中國文化大學地學研究所碩士論文。
- 張瑞津、石再添、陳翰霖
- 1996 〈台灣西南部海岸平原地形變遷之研究〉，《國立台灣師範大學地理系地理研究報告》26: 19-56。
- 1997 〈台灣西部嘉義海岸平原地形變遷之研究〉，《國立台灣師範大學地理系地理研究報告》27: 105-131。
- Bard, E., B. Hamelin, M. Arnold, L. F. Montaggioni, G. Cabioch, C. Faure, and F. Rougerie
- 1996 “Deglacial Sea-Level Record from Tahiti Corals and the Timing of Global Meltwater Discharge.” *Nature* 382: 241-244.
- Chappell, J., and H. Polach
- 1991 “Post-Glacial Sea-Level Rise from a Coral Record at Houn Peninsula, Papua New Guinea.” *Nature* 349: 147-149.
- Chen, W. S., K. D. Ridgway, C. S. Horng, Y. G. Chen, K. S. Shea, and M. G. Yeh
- 2001 “Stratigraphic Architecture, Magnetostratigraphy, and Incised-Valley Systems of the Pliocene-Pleistocene Collisional Marine Foreland Basin of Taiwan, Eustatic and Tectonic Controls on Deposition.” *Geological Society of America Bulletin* 113: 1249-1271.
- Chen, Y. G., and T. K. Liu
- 1996 “Sea Level Changes in the Last Several Thousand Years, Penghu Islands, Taiwan Strait, Quaternary.” *Research* 45: 254-262.

- Chou, Y. W., and H. S. Yu
2002 "Structural Expressions of Flexural Extension in the Arc-Continent Collisional Foredeep of Western Taiwan." *Geological Society of America Special Paper* 358: 1-12.
- Church, J. A., J. M. Gregory, p. Huybrechts, M. Kuhn, K. Lambeck, M. T. Nhuan, D. Qin and P. L. Woodwarth
2001 "Changes in Sea Level: Climate Change 2001." In *The Scientific Basis*, pp:639-693. Houghton *et al.* eds.
- Edwards, R. L., J. W. Beck, G. S. Burr, D. J. Donahue, J. M. A. Chappell, A. L. Bloom, E. R. M. Druffel and F. W. Taylor
1993 "A Large Drop in Atmospheric (super 14) C/ (super 12) C and Reduced Melting in the Younger Dryas Event." *Science* 260: 962-968.
- Emery, D. and K. J. Myers
1996 *Sequence Stratigraphy*. Cambridge: Blackwell Science Ltd.
- Fairbanks, R. G.
1989 "A 17,000-Years Glacio-Eustatic Sea Level Record: Influence of Glacial Melting Rates on the Younger Dryas Event and Deep-Ocean Circulation." *Nature* 342: 637-642.
1990 "The Age and Origin of the "Younger Dryas Event." " In *Greenland Ice Cores: The Younger Dryas Event*, pp: 937-948, J. P. Kennett ed.
- Huang, Z. G., P. G. Li, Z. G. Zhang and Y. Q. Zong
1987 "Sea-Level Changes Along the Coastal Zone of South China Since Late Pleistocene." In *Late Quaternary Sea-Level Changes*, pp:142-154. China Ocean Press.
- Liu, T. K., Y. G. Chen, W. S. Chen, and S. H. Jiang
2000 "Rates of Cooling and Denudation of the Early Penglai Orogeny, Taiwan, as Assessed by Fission-Track Constraints." *Tectonophysics* 320: 69-82.
- Liu, T. K., S. R. Hsieh, Y. G. Chen and W. S. Chen
2001 "Thermo-Kinematic Evolution of the Obliquely Collisional Taiwan Mountain Belt as Revealed by Fission Track Ages for Detrital Zircons." *Earth and Planetary Science Letters* 186: 45-56.
- Milankovitch, M.
1930 *Mathematische Klimalehre und Astronomische Theorie der Klimaschwankungen in Handbuch der Klimatologie*, 1, Teil A: Berlin, Borntrager.

- Naish, T. R., and P. J. J. Kamp
1997 "Sequence Stratigraphy of 6th Order (41 K.y.) Plio-Pleistocene Cyclothems, Wanganui Basin, New Zealand: A Case for the Regressive Systems Tract." *Geological Society of America Bulletin* 109: 978-999.
- Naish, T. R., S. T. Abbott, B. V. Alloway, A. G. Beu, R. M. Carter, A. R. Edwards, T. D. Journeaux, P. J. J. Kamp, B. J. Pillans, G. Saul and K. J. Woolfe
1998 "Astronomical Calibration of a Southern Hemisphere Plio-Pleistocene Reference Section, Wanganui Basin, New Zealand." *Quaternary Science Review* 17: 695-710.
- Rohling, E. J., M. Fenton, F. J. Jorissen, P. Bertrand, G. Ganssen and J. P. Caulet
1998 "Magnitudes of Sea-Level Lowstands of the Past 500,000 Years." *Nature* 394: 162-165.
- Shackleton, N. J., A. Berger, and W. R. Peltier
1990 "An Alternative Astronomical Calibration of the Lower Pleistocene Timescale Based on ODP Site 677." *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 81: 251-261.
- Suppe, J.
1986 "Reactivated Normal Faults in the Western Taiwan Fold-Thrust Belt." *Memoir of the Geological Society of China* 7: 187-200.
- Teng, L. S., C. T. Lee, Y. B. Tsai and L. Y. Hisao
2000 "Slab Breakoff as a Mechanism for Flipping of Subduction Polarity in Taiwan." *Geology* 28: 155-158.
- Walker, R.G. and N. P. James
1992 *Facies Model: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada.

Shoreline Changes in the Coastal Plain of Taiwan Since Last Glacial Epoch

Wen-Shan Chen¹, Shih-Hua Sung¹, Leh-Chyun Wu²,
Hao-De Hsu³, Hsiao-Chin Yang¹

ABSTRACT

Taiwan is an active orogenic belt causing of higher rates of subsidence and sediments deposition in the coastal plain during the Quaternary. climate changes since last interglacial epoch enhanced sea-level rise. Therefore the shoreline changes depend on the above three major factors of eustatic, tectonic and depositional rates. In this study, the depositional environments that have been derived from analysis of core-logging are quite well known the past 20 ka.

The coastal plains were characterized by progressive deepening due to the transgression event during the high stands of sea-level in the past 20-6 ka, that the shoreline displayed landward shift. The transgressive rate of shoreline ranges from 1-5 meters/year. The highest transgressive rate is about 3-5 meters/year in the Chianan Coastal Plain, which resulted from the lower gradient of geomorphic features. Eustatic sea level has not varied much during the past 6 ka. Therefore the sediments were progressively filled in the coastal plain cause of the depositional accommodation decrease, and that the shoreline shows seaward shift. The regressive rate of shoreline ranges from 0.5-5 meters/year. The highest regressive rate is about 5 meters/year in the Pingtung Coastal Plain resulting from higher depositional rate.

Key words: shoreline changes, the last glacial epoch, Chianan Coastal Plain, Lanyang Coastal Plain, Pingtung Coastal Plain