

國立臺灣大學理學院地質科學系

碩士論文

Department of Geosciences

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis

高雄北部海岸平原區末次冰期沉積環境分析—

探討褶皺-逆衝斷層帶前緣之滑移速率

The Postglacial Marine Environment of the Northern  
Kaohsiung Coastal Plain—its implications for slip rate of  
the frontal fold-and-thrust belt

陳志壕

Chih-Hao Chen

指導教授：陳文山 博士

Advisor: Wen-Shan Chen, Ph.D.

中華民國 98 年 7 月

July, 2009

國立臺灣大學碩士學位論文  
口試委員會審定書

高雄北部海岸平原區末次冰期沉積環境分析－

探討褶皺-逆衝斷層帶前緣之滑移速率

The Postglacial Marine Environment of the northern  
Kaohsiung Coastal Plain – its implications for slip rate of  
the frontal fold-and-thrust belt

本論文係陳志壕君 (r94224118) 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 98 年 7 月 17 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：

林裕文

(簽名)

楊志威

陳文山

## 誌 謝

回首十年之前，我才剛踏進台大的校園，當時的我從沒想過會有寫下誌謝的這一天。台大地質系以不輕言放棄的態度栽培我，大學六年加上研究所四年，在這十年之間，有恩於我的人實在太多了，在此由衷的感謝各方帶給我的幫助、關切以及這段幸福的時光。

我要感謝我的指導教授陳文山老師，在我研修碩士的這四年期間，對於我的諸多任性皆以包容和關懷來處理。感謝老師沒有放棄我這樣驕鈍又懶散的學生，並且不厭其煩的多次指導我待人處世之道及生活態度上的問題。師恩浩蕩，永銘於心。

並且要感謝我的口試委員，林啟文博士和楊志成博士，為這本不成熟的論文提供許多寶貴的意見，並且引導我去進行思考。除此之外，林啟文博士也多次勉勵我好好將一件事情有始有終的完成它，不要後悔。在此要特別感謝楊志成學長，學長在我初入研究室時，儘管知道我當初只是為了看世界杯足球賽而考研究所，依然對我照顧有加，野外的講解及閒暇的聊天都讓我獲益匪淺，學長總是能切中要點的將地質知識轉為容易理解的話語，跟著學長的思緒，會覺得謎團就這樣循序一一被解開，感覺作地質出野外就像是在進行一場愉快的冒險，是一趟精采的解謎之旅。而在寫論文期間，我的一天都是從學長早上叫我起床開始，偶爾正面鼓勵的關心更是支持我堅持下去的動力，謝謝學長這四年來的照顧。

這邊特別還要感謝黃武良老師、鍾孫霖老師和陳于高老師，感謝黃武良老師幫我度過大一時的二一危機，感謝陳于高老師在我大學時期一直扮演著聽我吐露苦水的心理輔導員，感謝鍾孫霖老師長久以來的關心照顧以及那一抹神秘的微笑。還有其他未提及的老師們，眾多的期許及關切在這些年來一直伴隨著我，在此也一併感謝。

接著要感謝研究室的能偉學長、一勤學長、時驊學長和勇全學長，給了我在課業及生活上無微不至的照顧。在野外的那段歲月裡，白天望著學長們堅定的背影、認真的神情，在台灣各地刻下屬於我們的回憶，夜晚伴隨著啤酒和宵夜，聊著過去和未來。還要感謝人稱〈阿國知識加〉的耀國學長、號稱〈雙刀流〉的坤智學長、有點迷糊的佩儀學姐及鐵漢柔情的琮壬學長，以及總是像母親一樣關懷我的鞏老師和已經成立私人博物館的許醫生，感謝你們這些日子以來的照顧。更

不能忘的是小我一屆卻也大我一屆的權宥以及將畢生所學傾囊相授的飛宏，權宥帶著我在花東很多地方留下我倆的足跡，也非常榮幸可以成為你蘇花、北宜處女航的乘客，我也還記得當年考研究所，和你一起穿著系棒的球衣進考場，在我四年的研究生涯中，你幾乎沒有缺席，感謝你的參與。飛宏，首先恭喜你去年成為正式教師，話說我們的生活方式、思考邏輯都大不相同，在溝通時往往難有交集，但在老師將我託負給你之後，關於記錄岩芯的部份，你將所學所知毫不保留的全部傳授給我，在那段不算短的日子裡，也跟我分享了許多心得和彼此的故事，我們之間也因此沒有了距離，謝謝你給我的許多意見，我一直很喜歡聽著你用你那獨特的語調，試圖分析事情的發展並說服我去相信，儘管我不一定會相信。正因為有你們在，我才會在世界盃足球賽看完後還選擇繼續留下來做研究，我真的很喜歡研究室裡的大家。此外，還要特別感謝張益生學長在新營岩芯庫的大力幫忙，以及游能悌學長的指導和照顧，還有地調所陳勉民學長總是很開心的問候。

研究室的 kimi、小亭、清全、紹爺及丁丁，謝謝你們的相伴及幫助；給也是今年畢業的好甄、嘉俞、阿笨、小芸、瑋力、乃嬪、文文、維維、小玉、小魏，謝謝妳們讓我在畢業之路上不致孤單；感謝各位地質系棒的學長、學弟，以及地質系上下許許多多的學長姐、學弟妹，在下終於要畢業離開台大了。這邊特別要感謝幸萱，謝謝妳在我無病呻吟的時刻傾聽我的煩惱，謝謝妳唱歌、誦詞給我聽，並且在我需要的時候給我許多珍貴的建言；另外也要感謝好甄，在我重病在床的時候給了我一杯蜂蜜檸檬汁，雖然當時的我發燒到喝不出味道，但是那份溫暖長存我心。最後我要感謝我的同學，叡畿、冠瑋、宛芸、小多、賴士禾尚，我終於可以去當兵了。

在這誌謝的最後，我要感謝我的家人，從小到大我帶給父母的大小麻煩不斷，大學就念了六年、碩士又念四年，身為長子，家裡需要人手賺錢幫忙還債的時候我一直無法畢業，弟弟小我兩屆卻早我兩年碩士畢業，幫忙撐起家裡的負擔，這幾年弟弟真的辛苦了，等我退伍後我會好好努力幫忙的。感謝十年前父親的一句「讀地質系可以挖化石！」讓我進入了台大地質，才能擁有這些朋友，得到這些成就。感謝父母這近三十年來的栽培，我總是讓他們充滿期待卻又讓他們失望，希望將來可以至少不讓他們為我擔心牽掛。

最後的最後，我希望將這本論文獻給半年前剛過世的爺爺。對不起，我遲了。

## 摘要

高雄北部海岸平原區位屬台灣造山帶前緣之褶皺-逆衝斷層帶，前人在此地區以重力及反射震測調查，以及航照圖判識，判斷的構造有大灣向斜、岡山向斜、中洲背斜、半屏山背斜、小岡山斷層、右昌斷層和中洲斷層。本研究以中洲斷層及小岡山斷層將此區域劃分為四個構造區塊，由西向東分別為濱海平原區(大灣低地)、中洲台地(中洲背斜)、岡山低地(岡山向斜)及西部麓山帶。

為瞭解此區域褶皺-逆衝斷層帶之構造特性，本研究針對中央地調所在二仁溪以南之平原區鑽井 17 口，其中包含資源地質組在此區所鑽探之成功井等 250 公尺岩芯 13 口，以及構造與地震地質組針對小岡山斷層所鑽之四口岩芯(70~200 公尺)，重新做岩芯紀錄。透過沉積構造的判釋、岩相分類、岩相組合…等進行沉積環境及沉積層序的判釋。可得知末次冰期以來之沉積物厚度於各構造地形分區上相異之分布，及 18,000 年來海岸線的變遷和沉積環境的演化。

再藉由古環境沉積深度、碳十四定年年代、以及當時全球海水面變化高度，推估此區之地殼變動速率。結果顯示，濱海平原區為沉降區，平均沉降速率為  $-4.3 \pm 0.7$  mm/yr；中洲台地(中洲背斜)為抬升區，其抬升速率從背斜軸部的  $3.0 \pm 0.9$  mm/yr 往兩翼遞減為  $-0.2 \pm 0.9$  mm/yr；岡山低地(岡山向斜)為沉降區，沉降速率為  $-3.5 \pm 0.6$  mm/yr；西部麓山帶前緣為抬升區，平均抬升速率為  $1.5 \pm 0.9$  mm/yr。中洲斷層的活動導致中洲背斜的形成，其地下構造可能為斷層擴展褶皺的模式。小岡山斷層並未明顯的截穿覆蓋於其上之全新世沉積層，僅造成沉積層褶曲變形，根據其相異的抬升速率可將之分為南北兩段，小岡山斷層北段變形帶上垂直錯移速率  $\geq 3.2 \pm 1.6$  mm/yr，其淨滑移速率  $\geq 4.0 \pm 2.3$  mm/yr；而小岡山斷層南段的垂直錯移速率  $\leq 5.0 \pm 1.5$  mm/yr，淨滑移速率  $\leq 6.1 \pm 2.4$  mm/yr。

## Abstract

The northern part of the Kaohsiung coastal-plain is an ongoing fold-and-thrust belt in the frontal orogenic belt. Previous studies concerning gravity and seismic profiles has shown that the structural framework in the study area is controlled by several NE trending thrust faults and folds, namely the Panpingshan anticline, Yuchang fault, Hsiaokangshan fault, Kangshan syncline, Chungchou anticline, Chungchou fault and Tawan syncline from east to west. The study area can be divided into four tectonic domains by the Chungchou fault and the Hsiaokangshan fault, including the coastal plain (Tawan syncline), the Chungchou tableland (Chungchou anticline), the Kangshan lowland (Kangshan syncline) and the western Foothills from west to east.

Based on the structural characteristics of the frontal fold-and-thrust belt, the borehole logging drilled by Central Geological Survey was rechecked in order to estimate the deformation rate through analysis of paleo-depositional environment, sequence stratigraphy, and radiocarbon dating. The result shows that subsidence rate of the Tawan syncline is  $-4.3 \pm 0.7$  mm/yr, uplift rate of the Chungchou anticline is  $3.0 \pm 0.9$  mm/yr in axis and  $-0.2 \pm 0.9$  mm/yr in limb, subsidence rate of the Kangshan syncline is  $-3.5 \pm 0.6$  mm/yr, and uplift rate of the western Foothills is  $1.5 \pm 0.9$  mm/yr. The fault-propagation folding is proposed for which the Chungchou fault propagated and caused forming of the Chungchou anticline, and resulted into the Chungchou tableland. Hsiaokangshan fault deformed the overlying Holocene deposits but doesn't cut the latter through. In addition, the Hsiaokangshan fault can be divided into two segments for different uplift rates, the northern segment has the vertical slip rate more than  $3.2 \pm 1.6$  mm/yr and its net slip rate probably more than  $4.0 \pm 2.3$  mm/yr, while the southern segment has the vertical slip rate less than  $5.0 \pm 1.5$  mm/yr and its net slip rate probably less than  $6.1 \pm 2.4$  mm/yr.

# 目 錄

口試委員會審定書.....	I
誌謝.....	II
中文摘要.....	VI
英文摘要.....	V
目錄.....	VI
圖目.....	VIII
表目.....	X
第一章 緒論.....	1
1.1 前言.....	1
1.2 地質背景.....	1
1.3 研究方法.....	8
第二章 岩芯紀錄.....	9
2.1 岩芯資料.....	9
2.2 岩相分析.....	13
2.3 岩相組合與沉積環境.....	19
第三章 沉積層序分析.....	24
3.1 層序界限.....	24
3.2 體系域.....	25
3.3 層序分析.....	28
3.4 層序對比.....	32
第四章 地殼變動速率.....	38
4.1 地殼變動速率估算法.....	38
4.2 末次冰期以來海水面變動.....	39



4.3 高雄海岸平原區地殼變動速率.....	40
第五章 討論.....	51
5.1 高雄海岸平原區沉積層特性.....	51
5.2 地殼變動速率.....	55
5.3 高雄海岸平原區地下構造特性.....	58
第六章 結論.....	61
參考文獻.....	63
附錄.....	71





## 圖目

圖 1-1 台灣區域地體構造示意圖.....	2
圖 1-2 研究區域地質圖.....	3
圖 1-3 台灣西南部地區殘餘重力圖.....	6
圖 1-4 中洲背斜地下構造示意圖.....	7
圖 2-1 研究區域鑽井分布圖.....	9
圖 2-2 岩相分類.....	15
圖 2-3 本研究所用沉積環境示意圖.....	23
圖 3-1 一次海水面變化之完整層序示意圖.....	26
圖 3-2 本研究選取之剖面位置圖.....	32
圖 3-3 A-A'剖面層序分析對比圖.....	33
圖 3-4 B-B'剖面層序分析對比圖.....	34
圖 3-5 C-C'剖面層序分析對比圖.....	35
圖 3-6 小崗山斷層鑽井位置示意圖.....	36
圖 3-7 D-D'剖面層序分析對比圖.....	37
圖 4-1 取樣標本抬升示意圖.....	38
圖 4-2 全球各地與澎湖地區末次冰期以來的海水面變動曲線.....	39
圖 4-3 A-A'垂直變動速率剖面圖.....	43
圖 4-4 A-A'剖面高程及垂直變動速率比對圖.....	44
圖 4-5 B-B'垂直變動速率剖面圖.....	45
圖 4-6 B-B'剖面高程及垂直變動速率比對圖.....	46
圖 4-7 C-C'垂直變動速率剖面圖.....	47
圖 4-8 C-C'剖面高程及垂直變動速率比對圖.....	47
圖 4-9 D-D'垂直變動速率剖面圖.....	48
圖 4-10 D-D'剖面高程及垂直變動速率比對圖.....	49
圖 5-1 18000 年前高雄海岸平原區古沉積環境示意圖.....	53
圖 5-2 14000 年前高雄海岸平原區古沉積環季示意圖.....	54
圖 5-3 10000 年前高雄海岸平原區古沉積環境示意圖.....	54

圖 5-4 6000 年前高雄海岸平原區古沉積環境示意圖..... 55  
圖 5-5 本研究 E-E'、F-F'剖面位置圖..... 56  
圖 5-6 E-E'和 F-F'剖面垂直變動速率變化圖..... 56  
圖 5-7 斷層擴展褶皺示意圖..... 58  
圖 5-8 高雄海岸平原區地下構造剖面示意圖..... 60



## 表目

表 2-1 本研究所使用之岩芯一覽表.....	10
表 2-2 本研究所使用岩芯之定年資料一覽表.....	11
表 2-3 本研究岩相分類表.....	14
表 4-1 本研究所使用岩芯定年標本估算之垂直變動速率表.....	41



# 第一章 緒論

## 1.1 前言

台灣西部麓山帶屬於板塊碰撞造成的褶皺－逆衝斷層帶 (fold-and-thrust belt)，最前緣斷層普遍相信為木屐寮－六甲斷層、中洲斷層與小崗山斷層等構造。近期也有研究認為在這些斷層西側還存在著一些斷層，只是遭全新世沉積層覆蓋，如嘉義斷層、新營斷層與台南斷層等(陳文山等，2004)。末次間冰期以來，全球海面上升 120 公尺，現今台灣西南部海岸平原區及西部麓山帶前緣地區皆被海水淹沒，進而堆積了全新世沉積物在這些新期構造之上。

本研究區域為二仁溪以南，半屏山以北，東至麓山帶的海岸平原區。由於區域內的新期構造已被全新世沉積層覆蓋，想單純由地形上來判釋解讀其構造變形特性是有難度，且由於此區域已遭人為密集開發，野外鮮少露頭，甚至近期的構造崖地形也已遭破壞。因此本研究利用中央地質調查所在此區的鑽探岩芯(資源地質組鑽井十三口和構造與地震地質組鑽井四口)，取得地下淺層沉積層之資料(70-250 公尺深)，進而利用岩芯分析與  $^{14}\text{C}$  定年方法來推估此區的地下構造特性，希望能了解此區域新期構造的特性。

## 1.2 地質背景

台灣位處板塊碰撞帶，構造活動頻繁，加上沉積速率極快，導致在西南部平原區的現代沖積層之下存在著一系列緊密的褶皺－逆衝斷層帶。在此先簡述本研究區域的前人研究，依地層、構造和大地測量等。

### 1.2.1 地層

本區內出露的地層以全新世之沖積層為主，下伏厚層古亭坑層。除了東側的西部麓山帶有上新世的南勢崙砂岩和更新世的六雙層及古亭坑層等岩層出露外，於半屏山及壽山亦有更新世的石灰岩體。

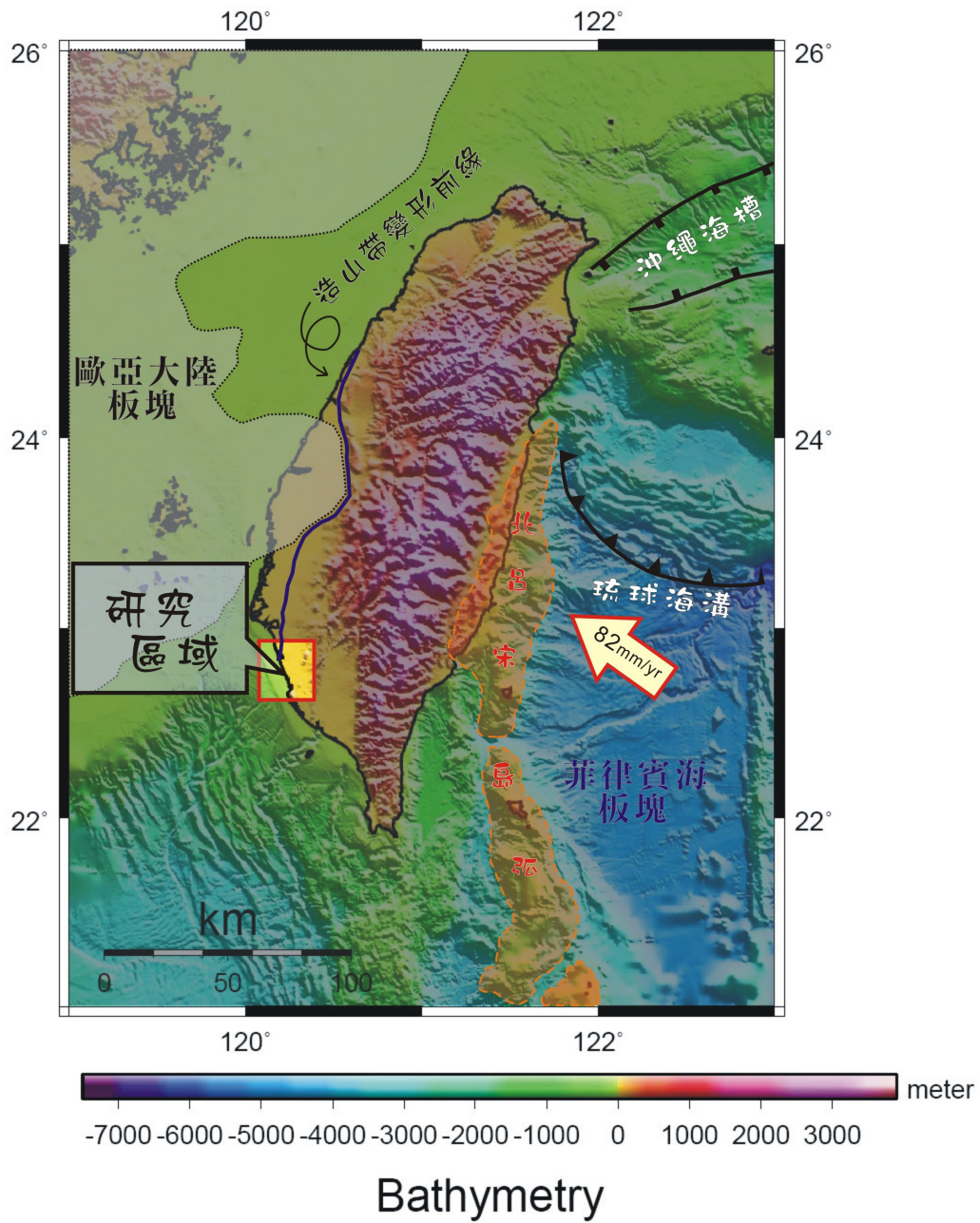


圖 1-1 台灣區域地體構造示意圖。菲律賓海板塊以每年 82 釐米的速度往歐亞大陸板塊接近，板塊擠壓形成台灣的造山帶，圖中紅色方框所示為本研究區域。

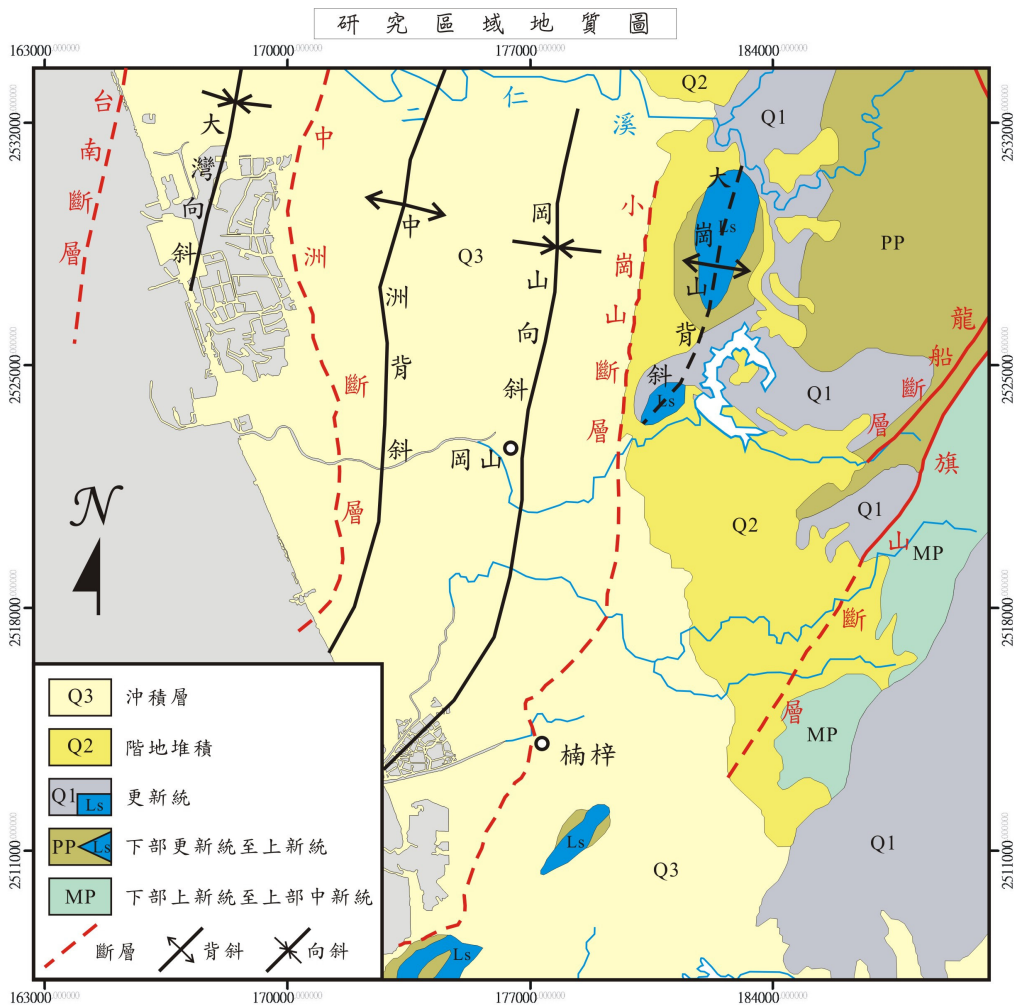


圖 1-2 研究區域地質圖修改自中國石油公司(1992)。

### 古亭坑層

古亭坑層主要由厚層泥岩所組成，首先由鳥居敬造(1932)所提出，標準地點位於高雄縣古亭坑，上下分別與崎頂層及木柵層整合接觸，總厚度估計約 5000 公尺。此泥岩經過侵蝕之後，常形成惡地地形。古亭坑層岩性為青灰色泥岩偶夾薄砂岩層，其上部地層中夾有石灰岩透鏡體，時代屬晚上新世至早更新世。

### 岡山石灰岩

出露於大、小崗山，耿文溥(1981)稱為「岡山石灰岩」，組成以造礁珊瑚為主，石灰岩為白色或帶淡黃、淺灰色，岩質堅硬緻密，呈厚層塊狀，但層理不清晰，

局部呈多孔質而較疏鬆。岩層下部不整合於古亭坑層之上，時代為更新世。

### 壽山石灰岩

壽山石灰岩由孫習之(1963)提出，分布在高雄壽山地區，含珊瑚的石灰岩，厚度約 20 公尺。本層與下伏之古亭坑層為不整合接觸，時代推測為晚更新世。

### 1.2.2 構造

台灣位於歐亞大陸板塊及菲律賓海板塊的邊界，上新世以來西南部即處於前陸盆地的構造環境(Covey, 1984; Teng, 1987; Chen *et al.*, 2001)。根據重力及震測(Pan, 1968; Hsieh, 1972)研究，西南部海岸平原區地下形成許多的褶皺構造，軸的走向大致與西部麓山帶構造線一致，均呈北北東—南南西走向。本研究區域之構造由西向東包括台南斷層、台南背斜、中洲斷層、中洲背斜、岡山向斜、小崗山斷層與大崗山背斜。此等構造應屬於造山帶的變形前緣構造，其各自簡述如下。

#### 台南斷層

根據數值高程模型(Digital elevation model)、鑽井、震測剖面等資料，台南台地下可能有一盲斷層—台南斷層(Lacombe *et al.*, 1999; Fruneau *et al.*, 2001; 陳文山等, 2004)。臺南斷層為走向北偏東 10 度，斷層面朝東傾的逆斷層，往南延伸至台灣西南外海，Lacombe 等人(1999)認為台南斷層為台灣造山帶變形的前緣(deformation front)。

#### 台南背斜

李德生(1949)利用重力資料推測台南台地為一背斜構造，稱為台南背斜，孫習之(1964)利用航照判釋，認為台南背斜走向為北北東—南南西，長寬分別為 10 公里及 3.5 公里。

### 中洲背斜

中洲背斜呈北北東—南南西走向，長約 30 公里，寬 3 公里。東西向的二仁溪將其截切成南北兩段，本研究區域屬於南段區域。地勢上可見其略呈北高南低的趨勢，顯示背斜有向南傾沒的現象。

### 岡山向斜

孫習之(1964)利用航照判釋，在中洲台地和大、小崗山之間劃出一南北狹長之向斜構造，長約 35 公里，稱為岡山向斜。向斜軸之東翼被小崗山斷層所截切。

### 大崗山背斜

由大、小崗山所組成，地形上可視為西部麓山帶西緣之延伸。主要為岡山石灰岩不整合覆蓋於古亭坑層泥岩之上。大崗山南北長 5 公里，東西寬 2 公里；小崗山在大崗山之南，幾相連接，其間低平鞍部高約 50 公尺；小崗山南北長約 2.3 公里，寬約 1.6 公里；兩者山頂皆成台地狀，向東緩斜。

### 中洲斷層

中洲二號井所鑽遇的斷層，推測為一朝東傾斜的斷層(杜維善等，1966)，但並未出露於地表上。孫習之(1964)利用航照判釋，發現在台南地區的水道經過此處時，會突然呈現 90° 的轉向，因此認為此處有斷層的存在。此斷層沿著中洲台地西緣由台南新化地區延伸至高雄彌陀地區，長約 30 公里。

### 小崗山斷層

在地形上有明顯的線形構造，孫習之(1964)利用航照判釋為小崗山斷層。小崗山斷層的分布位置由二仁溪向南經大崗山、小崗山、半屏山與壽山西側，在左營港延伸至高雄外海(Huang *et al.*, 2004)，全長約 25 公里(連接海域全長約 65 公里)。



由於缺乏地表的露頭及相關之證據，陳文山等(2009)在此鑽了三口井，由井下資料推論小崗山斷層為一盲斷層。

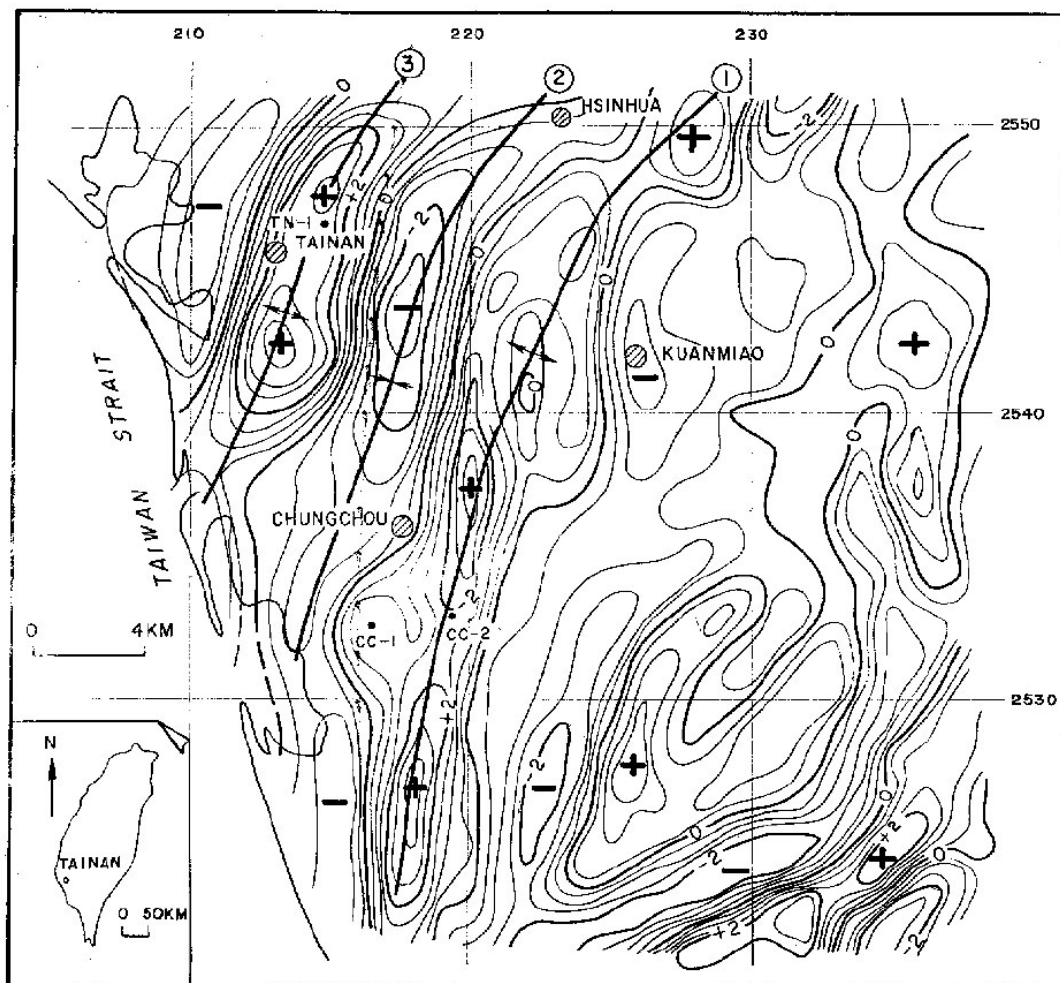


圖 1-3 利用西南部地區殘餘重力圖所推測而得出的一系列褶皺(正號代表隆起區域，負號代表凹陷區域)。圖中①為中洲背斜，②為大灣向斜，而③為台南背斜；CC-1、CC-2 為中油在中洲背斜上之鑽井，TN-1 為在台南背斜上之鑽井 (Hsieh, 1972)。

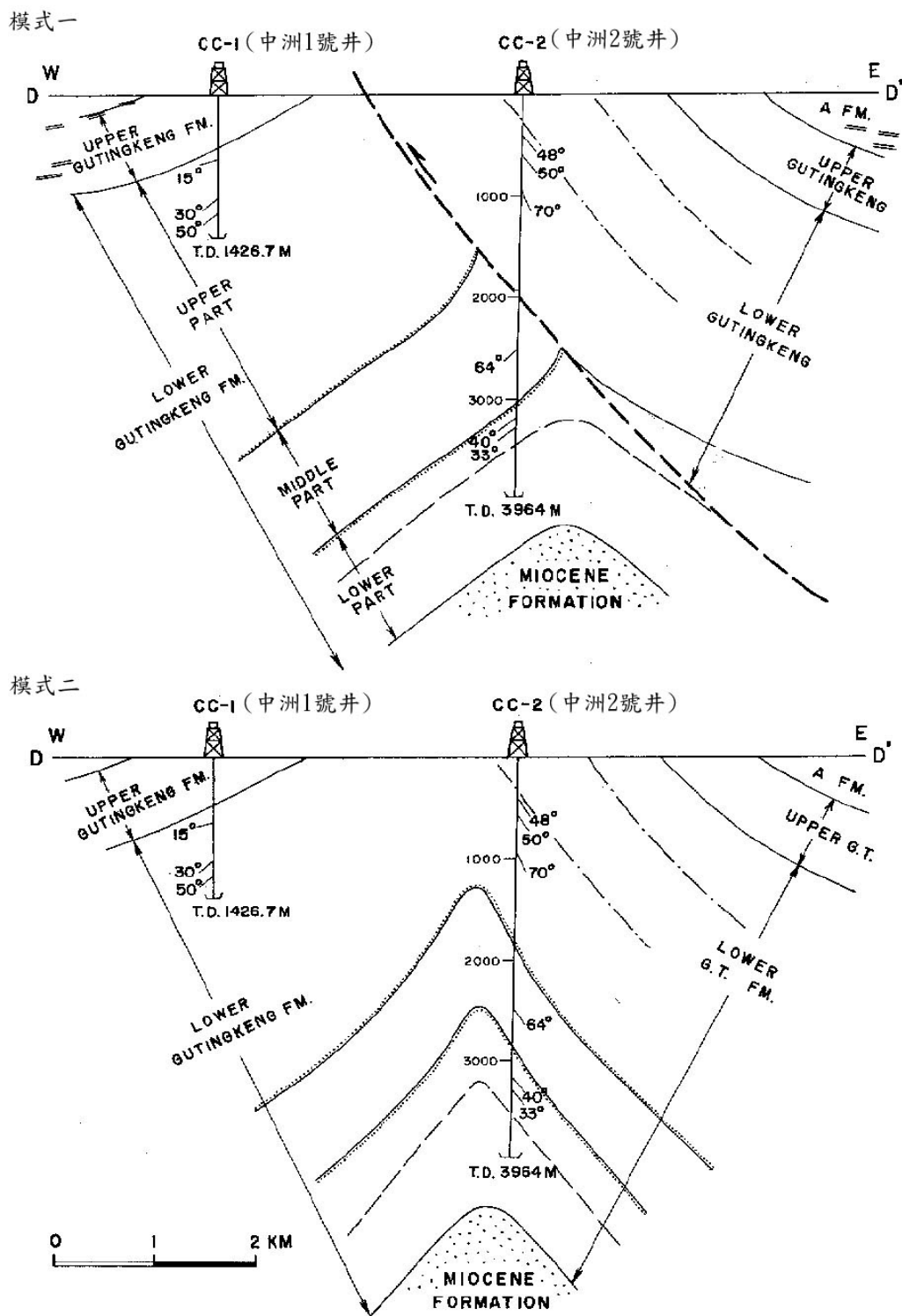


圖 1-4 由中洲一號及二號井的資料所推測之中洲背斜具有兩種可能的地下構造模式示意圖。模式一為中洲台地下具有一逆衝斷層，模式二為中洲台地下僅具有單純之背斜構造(Hsieh, 1972)。本研究採用模式一的解釋。

### 1.2.3 大地測量

景國恩(2008)由1995-2005年之GPS觀測資料來探討台灣西南部之脫逃構造，其中位在本研究區域中之測站較稀疏，較難從資料中得到確切數據。而饒瑞鈞等(2008)由中央地質調查所2002-2008年GPS測量資料，分析小崗山斷層兩側的速度場變化，得知平行斷層走向的速度分量為-4.4 mm/yr，而垂直斷層走向的分量為8.3 mm/yr，高程方向之變化則不明顯。平行斷層兩側的位移速度為負值，代表其變形方式為右移滑動(dextral slip)或右剪變形(right-lateral shear deformation)，必須視斷層面上是否觀察到滑動特徵例如斷面擦痕(slickenside)等，小崗山線形兩側的位移速度差很小，可能在計算的誤差範圍內，因此暫不討論。而垂直斷層的速度差為正值，則代表線形兩側為逆移滑動或壓縮變形(contraction or shortening)。

### 1.3 研究方法

本研究所選取的鑽井岩芯為經濟部中央地質調查所資源地質組西南部地下水觀測網鑽井 13 口及構造地質組之鑽井 4 口。本研究重新紀錄以上岩芯，以岩性及沉積構造來區分各種岩相，進而由岩相組合來判釋其沉積環境，並且採集可供定年之材料進行碳十四定年。建立岩層柱，並配合沉積環境和定年資料進行對比，建立地層等時線與層序，可以得到此區域在各時期沉積環境大致空間的分布，推演古地理之變遷，利用古海面變動曲線及其沉積環境來估算不同區域地層的抬升速率，根據推估之垂直變動速率來推測地下構造可能的幾何型態及斷層特性。



## 第二章 岩芯紀錄

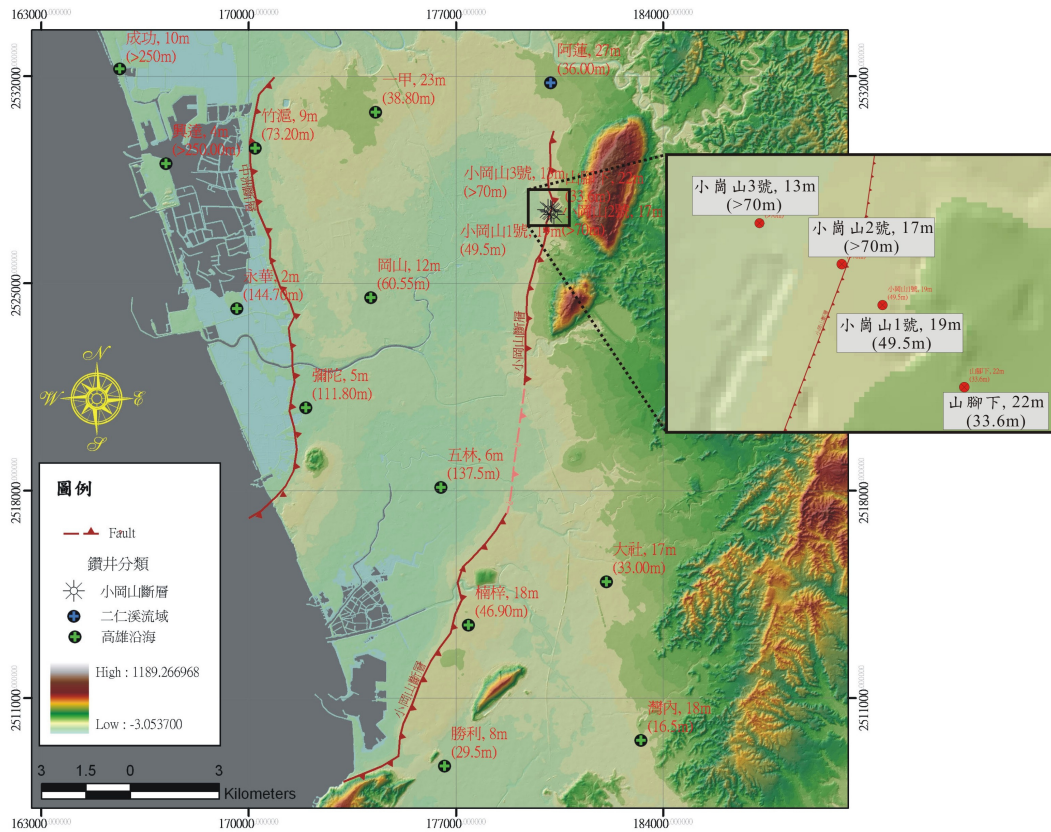


圖 2-1 研究區域鑽井分布圖。以圖中之一甲井為例：一甲為井名，23m 為井口高程，括弧內的(38.80m)代表井下層序界限一的深度。

### 2.1 岩芯資料

為了對台灣西南部地區的地下水資源及水文地質進行長期監測，經濟部中央地質調查所資源地質組在西南部地區鑽井進行許多的監測，並鑽取岩芯樣本。本研究選取了一甲、阿蓮…等十三口位於高雄北部海岸平原區之鑽井，進行地下地質研究。所選取岩芯的鑽探深度皆達 250 米深，對於沉積速率快速的西南台灣而言，正好提供極佳的材料來進行全新世構造活動之研究。此外，2008 年中央地質調查所構造地質組針對小崗山斷層在小崗山線形(孫習之，1964)兩側共鑽了四口鑽井，其深度部分從 70 米到 200 米不等。本研究所選取之十七口岩芯的基本資料如表 2-1 所示。

表 2-1 本研究所使用之岩芯一覽表

井號	井名	X	Y	高程(m)	井深(m)	基盤深度(m)
121201G1	阿蓮	180207	2531773	27	252	36
120501G1	大社	182083	2514926	17	250	33
120601G1	灣內	183258	2509571	18	250	16.5
120801G1	岡山	174128	2524522	12	250	60.55
120901G1	五林	176492	2518109	6	250	>250
121301G1	一甲	174293	2530776	23	250	38.8
121302G1	竹滬	170225	2529570	9	250	73.2
121501G1	成功	165647	2532245	10	250	>250
121601G1	興達	167211	2529043	4	250	>250
121602G1	永華	169603	2524147	2	252	>252
121701G1	彌陀	171935	2520806	5	250	111.8
640301G1	勝利	176621	2508711	8	251	29.5
640401G1	楠梓	177427	2513471	18	250	46.9
SKS	山腳下	180320	2527326	22	200	33.6
GS-01	小岡山 1 號	180240	2527406	19	100	49.5
GS-02	小岡山 2 號	180200	2527446	17	70	>70
GS-03	小岡山 3 號	180120	2527486	13	70	>70

此座標採用 TM 二度分帶(TWD67)座標系統

選定所需之岩芯後，透過沉積構造的判釋、岩相分類、岩相組合...等進行沉積環境及沉積層序的紀錄與判釋，並且採集可供定年的材料，得知其沉積物的沉積年代，再彙整前人定年資料表 2-2。

本研究主要為針對末次冰期(約 18,000 年前)以來之全新世沉積物進行解析，故皆紀錄此(末次冰期)層序界限之上的岩芯。此層序界限在本研究區域之岩芯中普遍以不整合堆積在下伏已傾斜的更新統之上。

表 2-2 本研究所使用岩芯之定年資料一覽表

站名	定年材料	年代 (cal yr BP)	深度 (m)	分析方法	分析單位
一甲	Shell	6,480~6,710	4.8	AMS	Beta Analytic Inc.
	Shell	7,130~7,310	15.4	AMS	Beta Analytic Inc.
	Shell	10,420~10,810	38.7	AMS	University of Waikato
阿蓮	Shell	6,300~6,440	20.2	AMS	University of Waikato
	Shell	>40,000	46.6	AMS	Beta Analytic Inc.
	Wood	>40,000	66.9	AMS	University of Waikato
竹滬	Wood	9,600~9,920	50.7	AMS	Beta Analytic Inc.
	Shell	11,390~12,060	70.6	AMS	Beta Analytic Inc.
興達	Oyster	2,970~3,320	20.6	AMS	University of Waikato
	Wood	5,030~5,300	27.2	AMS	Beta Analytic Inc.
	Wood	13,380~13,120	169.7	AMS	Beta Analytic Inc.
楠梓	Shell	5,600~5,870	22.3	AMS	University of Waikato
	Shell	10,650~11,090	45.1	AMS	University of Waikato
大社	Wood	7,000~7,300	7.1	AMS	University of Waikato
	For a	8,390~8,770	24.2	AMS	University of Waikato

岡山	Shell	5,580~5,850	14.5	AMS	University of Waikato
	shell fragment	10,380~10,730	53.1	AMS	University of Waikato
永華	Wood	1,570~1,740	6.8	AMS	Beta Analytic Inc.
	Wood	>50,000	51.7	AMS	University of Waikato
	Wood	10,510~10,770	103.1	AMS	Beta Analytic Inc.
	Wood	>50,000	193.6	AMS	University of Waikato
	Shell	14,290~15,070	139.9	AMS	Beta Analytic Inc.
彌陀	Wood	5,280~5,490	4.8	Radiometric	University of Waikato
	Shell	6,900~7,210	30.4	AMS	University of Waikato
	Shell	10,600~10,950	67.3	AMS	Beta Analytic Inc.
	Shell	>50,000	101.9	AMS	Beta Analytic Inc.
五林	Shell	3,680~4,080	15.3	AMS	University of Waikato
	Wood	6,000~6,300	45.55	AMS	University of Waikato
	Wood	7,570~7,800	71.5	AMS	University of Waikato
	Wood	12,930~13,230	116.9	AMS	University of Waikato
	organic sediment	22,620±110	143.1	AMS	Beta Analytic Inc.
成功	Wood	1,870-2,150	9.9	AMS	University of Waikato
	Shell	4,510-4,710	29.4	AMS	University of Waikato
	Wood	9,890-10,230	105.1	AMS	University of Waikato
	Shell	11,670-12,200	134.5	AMS	Beta Analytic Inc.
	Wood	19,060-19,290	182.7	AMS	Beta Analytic Inc.
小岡山 1號	Charcoal	11,210~11,400	28.4	AMS	Beta Analytic Inc.
	Charcoal	11,120~11,260	29.8	AMS	Beta Analytic Inc.
	Charcoal	13,380~13,700	38.8	AMS	Beta Analytic Inc.

	Charcoal	14,080~14,870	44.2	AMS	Beta Analytic Inc.
小岡山 2號	Charcoal	7,980~8,170	31.6	AMS	Beta Analytic Inc.
	Charcoal	11,860~12,390	53.2	AMS	Beta Analytic Inc.
	Charcoal	11,240~11,400	64.3	AMS	Beta Analytic Inc.
小岡山 3號	Charcoal	3,570~3,820	4.6	AMS	Beta Analytic Inc.
	Charcoal	5,050~5,320	7.6	AMS	Beta Analytic Inc.
	Charcoal	6,450~6,680	11.7	AMS	Beta Analytic Inc.
	Charcoal	16,000~16,660	28.9	AMS	Beta Analytic Inc.
	Charcoal	7,690~7,930	33.4	AMS	Beta Analytic Inc.
	Charcoal	9,550~9,910	46.3	AMS	Beta Analytic Inc.
	Charcoal	11,620~12,030	64.7	AMS	Beta Analytic Inc.
山腳下	Charcoal	0~50	5.14	AMS	Beta Analytic Inc.
	Charcoal	7,690~7,920	20.52	AMS	Beta Analytic Inc.
	Charcoal	11,270~11,620	26.4	AMS	Beta Analytic Inc.
	Charcoal	11,230~11,700	27.95	AMS	Beta Analytic Inc.
勝利	Shell fragment	7,000~7,160	8.15	AMS	University of Waikato
	Operculina	9,290~9,430	28	AMS	University of Waikato

## 2.2 岩相分析

岩相(lithofacies)是指一具有特徵的岩體，岩性特徵通常是某一水流機制下的產物，形成於一定之沉積狀況下(Reading, 1986; Reading and Levell, 1996)。本研究乃針對鑽井岩芯，由於可觀察的岩性有限，無法辨認出大尺度的沉積構造及其側向的延伸變化，因此岩相的辨認僅能依據沉積物粒度、顏色、組成、化石及沉積構造。本研究共辨認出十五種岩相(表 2-3)，其中包括一種礫石相、五種砂層相、兩



種砂泥互層相及七種泥層相，茲分述如下：

表 2-3 本研究岩相分類表

岩相名稱		岩相代號	沉積特徵	形成機制
礫石相	礫石相	G	無法辨識	無法辨識
砂層相	塊狀砂相	Sm	淘選良好	高能量水流
	含化石砂相	Sf	夾有貝殼碎屑	高能量水流
	平行紋理砂相	Sh	淘選良好，平行紋理	高能量水流
	波狀紋理砂相	Sw	波痕紋理，偶夾薄層泥	低能量波浪作用
	交錯層理砂相	Sx	淘選良好，交錯層理	高能量水流
砂泥互層相	侵蝕面互層相	SMs	侵蝕面上覆具平行或低角度交錯紋理砂層	暴風作用
	韻律紋理相	SMf	泥絡狀、波狀或透鏡狀紋理	週期性潮汐作用
泥層相	塊狀泥相	Mm	無沉積構造	懸浮沉積，生物擾動劇烈
	殘存紋理泥相	Mr	具有不規則殘存紋理	懸浮沉積，部分生物擾動
	平行紋理泥相	Mh	具平行紋理	懸浮沉積，生物擾動少
	斑紋狀構造泥相	Mmt	具斑紋狀構造，夾植根	土壤化作用
	富含碳質泥相	Mc	富含有機質、植物碎屑	沼澤或氾濫平原
	含原生化石泥相	Mf	含原生化石	生物原地生長
	不規則擾動砂泥相	Ms	夾不規則形狀沙體	生物擾動作用

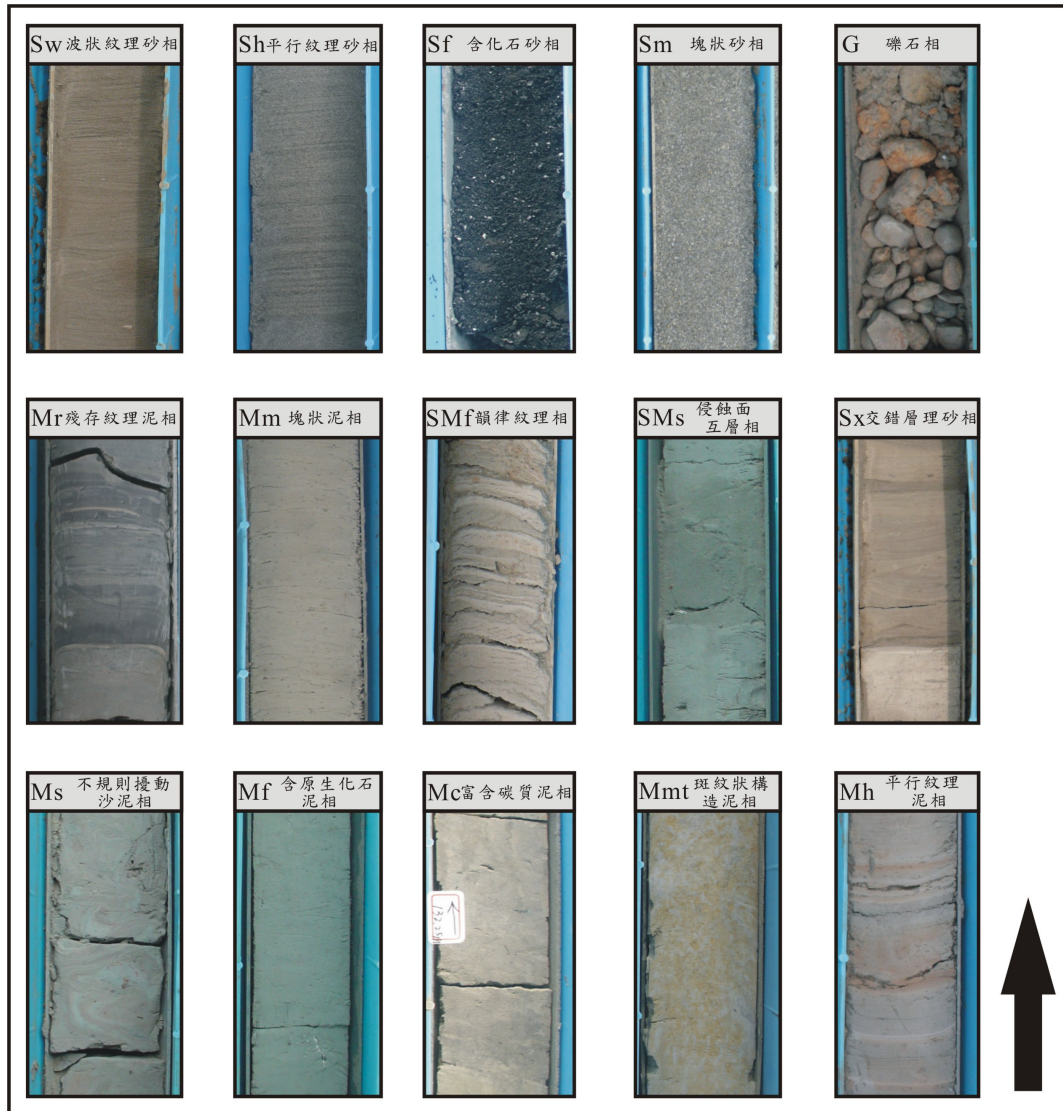


圖 2-2 岩相分類

### 2.2.1 礫石相

#### 礫石相(G)

本岩相出現於五林、大社及山腳下之鑽井中，其厚度約為 40-100 公分，粒徑約 2 到 10 公分，常與砂、泥夾雜而不見層理。本研究中所有礫石層皆無沉積構造可供辨識，主要為鑽取岩芯時遭泥漿沖洗過，因此無法得知其原始形態。

## 2.2.2 砂層相

### 塊狀砂相(Sm)

本岩相厚度可自數十公分到數公尺，淘選度由不佳到佳。此岩相不見任何沉積構造，化石含量不多，但由於未見到生物擾動，且砂中並不含泥，屬於高能量水流所造成，無法辨識其中的沉積構造(Reineck and Singh, 1980; Dott and Bourgeois, 1982)。

### 含化石砂相(Sf)

本岩相厚度多在數十公分左右，組成可由細砂至粗砂，淘選度佳。本岩相之特徵為含有豐富的化石碎屑，以貝殼、牡蠣與其碎屑為主。本岩相由於淘選度佳，砂中不含泥，因此解釋為高能量水流所堆積(Reineck and Singh, 1980; Dott and Bourgeois, 1982)。



### 平行紋理砂相(Sh)

本岩相厚度多在數十公分左右，沉積物為細砂或中砂，夾有薄層泥，泥層厚度約為數公釐到數公分，砂中偶含有貝殼碎屑或碳質碎屑，具有明顯之平行紋理。本岩相解釋為高能量水流所堆積(Clifton *et al.*, 1971; Bourgeois, 1980; Reineck and Singh, 1980; Dott and Bourgeois, 1982; Harms *et al.*, 1982)。

### 波狀紋理砂相(Sw)

本岩相常伴隨岩相 Sh，厚度約十數公分左右。岩相特徵與岩相 Sh 類似，差別在於本岩相具有明顯的波狀紋理，本岩相亦為高能量水流所堆積(Clifton *et al.*, 1971; Bourgeois, 1980; Reineck and Singh, 1980; Dott and Bourgeois, 1982; Harms *et al.*, 1982)。

### 交錯層理砂相(Sx)

本岩相亦常伴隨岩相 Sh，厚度約為十數公分左右。岩相特徵與岩相 Sh 及 Sw 類似，差別在本岩相中具有明顯之交錯紋理，解釋亦與岩相 Sh 相同，為高能量水流所堆積(Clifton *et al.*, 1971; Bourgeois, 1980; Reineck and Singh, 1980; Dott and Bourgeois, 1982; Harms *et al.*, 1982)。

### 2.2.3 砂泥互層相

#### 侵蝕面互層相(SMs)

本岩相出現於成功、興達、彌陀及永華等鑽井之中，主要為泥層中夾有薄層細到中砂，厚度可由數公分到數十公分。本岩相中砂、泥的交界多為突變，砂中常有貝殼碎屑，並可見到低角度的交錯層理。其解釋為：平時為以泥質沉積為主的環境，暴風事件時轉為沉積具平行紋理或交錯紋理的砂層，而後又轉回以泥質沉積為主，常出現於暴風浪基面以上的上遠濱環境(Dott and Bougeois, 1982; Swift *et al.*, 1983; Walker *et al.*, 1983)，以及潟湖或江灣環境(Dott and Bourgeois, 1982; Swift *et al.*, 1983, 1991; Walker *et al.*, 1983)。

#### 韻律紋理相(SMf)

本岩相出現於興達、五林等鑽井之中，以細砂、粉砂與泥薄層互層為主，厚度多為十數公分左右。本岩相具有泥絡狀(flaser)、波狀(wavy)或透鏡狀(lenticular)紋理。此岩相代表水流的週期性活動，常為低能量的潮汐所形成的構造。常見於受潮汐影響的環境(Reineck and Wunderlich, 1968; Klein, 1971; Reineck and Singh, 1980; Dalrymple, 1992)。

## 2.2.4 泥層相

### 塊狀泥相(Mm)

本岩相為不具層理之厚層泥，無明顯沉積構造，厚度由十數公分到數公尺。屬於安靜環境的懸浮沉積物(Reading, 1986; Chun and Chough, 1995)部分受到劇烈的生物擾動作用(Walker, 1984; Walker and Plint, 1992)。

### 殘存紋理泥相(Mr)

本岩相為泥與粉砂的紋層，一般層厚多在數公釐以內，具有不規則狀的殘存紋理，偶有極小的貝殼碎屑。屬於在安靜的環境中，由懸浮作用所造成的沉積，由於受到生物擾動的影響，而使得原有的沉積紋理被擾動成不規則的情形(Reineck and Singh, 1980)。

### 平行紋理泥相(Mh)

本岩相為泥與粉砂的紋理，偶夾有薄層的細砂，一般層厚亦在數公釐左右，略有平行紋理。在安靜的環境中，由懸浮沉積物所堆積，偶有稍高能量的水流作用帶來薄層的細砂沉積，亦較少受到生物擾動作用(Reineck and Singh, 1980; Walker and Plint, 1992)。

### 斑紋狀構造泥相(Mmt)

本岩相主要為灰到黃棕色的粉砂或泥，並常夾有砂層，具有斑紋狀構造(mottling)，常見植物碎屑、草根、鈣質或鐵質結核等，層厚從數十公分到數公尺不等。為出露水面所產生的風化作用及土壤化作用(Bown and Kraus, 1987; Kraus, 1987; Miall, 1992)，常發生於氾濫平原或沼澤環境(Miall, 1978, 1985, 1992; Bown and Kraus, 1987; Kraus, 1987; Kraus and Aslan, 1993)，及海退時露出海水面的地表(McCarthy and Plint, 1998)。



### 富含碳質泥相(Mc)

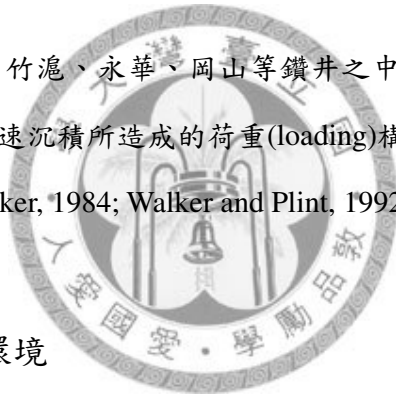
本岩相為有機質泥，含有豐富的植物碎屑、有機質或泥炭等，岩芯鑽取之後由於曝露於空氣之中，植物碎屑常氧化為黃棕或紅棕色。代表沼澤環境(Terwindt, 1988; Miall, 1996)。

### 含原生化石泥相(Mf)

本岩相為含有原生牡蠣或完整薄殼化石之泥層。其解釋為在安靜的環境中，生物原地死亡。

### 不規則擾動砂泥相(Ms)

本岩相出現於阿蓮、竹滬、永華、岡山等鑽井之中，為砂質泥或泥中夾有不規則的砂體，解釋為一快速沉積所造成的荷重(loading)構造或崩移(slump)構造，或地震造成的液化現象(Walker, 1984; Walker and Plint, 1992)。



## 2.3 岩相組合與沉積環境

綜合以上各種岩相，本研究認為在此區之岩芯沉積物，主要可由下列三大沉積體系所組成：(1)陸相河流沉積體系；(2)潮汐作用為主的環境體系；(3)暴風作用為主的淺海沉積體系。本區域大部分屬於平原地形，多已遭人為開發，因此在各鑽井最上層常覆蓋 3-5 公尺厚的回填土。本研究中沉積體系的各別描述如下。

### 2.3.1 陸相河流沉積體系

此體系只包含河流環境，出現在大部分岩芯的最上部，只有靠近海岸的鑽井岩芯沒有出現此環境。本區域河流的流量並不大，影響力較小，所以通常只有出現局部的河流環境序列，不易細分，故在本研究中只將之劃分成一種環境。

河流相：

特徵描述：此相環境的下界通常為一侵蝕面構造，向上開始堆積礫石相(G)。

沉積物顆粒向上逐漸變細，砂層中具平行紋理層相(Sh)與交錯紋理層相(Sx)。最上部則有碳質泥層相(Mc)與斑紋狀構造泥層相(Mmt)出現。

環境解釋：底部的侵蝕面與向上變細的特徵為水道遷徙構造。水道底部常堆積較粗粒的礫石(G)。水道遷徙與砂洲移動會形成交錯紋理(Sx)或平行紋理(Sh)。廢棄的水道後期因氾濫作用而會堆積懸浮作用為主的泥質沉積物，常會有植物生長於其上(Mc)，且因為接近地表或出露地表而遭風化作用影響形成斑紋狀的風化紋(Mmt)(Miall, 1992, 1996)。



### 2.3.2 潮汐環境沉積體系

海陸交界地帶，沉積環境受到波浪及潮汐作用的影響而有所改變，其中以潮汐作用為主要營力者為潮汐環境沉積體系。潮汐環境以高潮線和低潮線可區分為三個區域；平均高潮線之上、最大漲潮線之下為潮上帶，平均高潮線之下、平均低潮線之上為潮間帶，而平均低潮線以下為潮下帶。潮上帶環境之沉積物長期曝露地表，易遭侵蝕，不利保存。本研究僅將此沉積體系分出潮間帶及潮下帶環境，茲分述如下。

潮間帶相：

特徵描述：主要為韻律紋理的砂泥互層(SMf)，以及具交錯層理的砂層(Sx)和波狀層理的砂層(Sw)，砂層中水流方向常為雙向。砂層底部常具有泥塊、牡蠣碎屑或植物碎屑，偶見富含植物碎屑的泥層(Mc)和生物擾動強烈的泥層(Mm)。

環境解釋：具有交錯層理的砂層(Sx)中具有泥紋，及具有雙向水流的波狀層理

(Sw)與透鏡狀層理的砂泥互層(SMf)，常為潮汐作用的產物。而具侵蝕底面的砂層，在底面之上堆積大量泥塊，並與潮汐作用特徵的沉積構造，如波狀層理共存，常出現於潮間帶砂坪上的潮汐水道環境中。富含碳植物碎屑的泥層(Mc)和生物擾動強烈的泥層(Mm)，應為潮間帶中泥坪的沉積物(Reineck, 1963; Reineck *et al.*, 1968; Walker, 1984; Walker and Plint, 1992)。

本研究將潮間帶環境中區分出五個次環境，分別為障壁沙洲(Barrier Beach)、潮坪(Tidal Flat)、潮汐水道(Tidal Channel)、瀉湖(Lagoon)和沼澤(Marsh)。各分述如下：

障壁沙洲(Barrier Beach)：

沉積物組成以淘選良好的中砂為主，具低角度的交錯層理(Sx)，偶夾小礫石、貝殼碎屑(Sf)或植物碎屑(Reineck and Singh, 1982)。

潮坪(Tidal Flat)：

潮坪可分為以砂為主的砂坪(Sand Flat)和以泥為主的泥坪(Mud Flat)，沉積物的顆粒一般朝陸側變細，反應出波浪與潮汐的能量朝陸側遞減(Van Straaten, 1954, 1961)。砂坪以淘選良好的砂組成，具平行紋理(Sh)或波狀紋理(Sw)，偶夾薄泥層，朝陸側逐漸過度為以沉積塊狀泥(Mm)或殘存紋理泥(Mr)為主的安靜環境(Reineck and Singh, 1982)。

潮汐水道(Tidal Channel)：

潮汐水道為瀉湖連接外海的通道，以淘選良好之砂組成，其顆粒有時較砂坪的砂還粗，偶爾具有小礫石、貝殼碎屑(Sf)，沉積物顆粒具向上變細的特徵，具平行紋理(Sh)、波狀紋理(Sw)，砂層中夾有薄泥層，向上轉變為



泥或粉砂(Mm, Mr)(Reineck and Singh, 1982)。此為潮汐水道遷徙、切穿障壁沙洲或潮坪所形成之岩相組合。

瀉湖(Lagoon)：

組成以黑色的塊狀泥(Mm)和殘存紋理的泥(Mr)為主，具強烈生物擾動。瀉湖由於受到障壁沙洲、潮坪的保護，而與開放性海洋區隔，形成一較安靜的環境(Reineck and Singh, 1982; Dalrymple *et al.*, 1992)。

沼澤(Marsh)：

組成以塊狀泥(Mm)、殘存紋理泥(Mr)和富含碳質的泥(Mc)為主，具強烈生物擾動，層理不明顯。此環境常會出露水面，因此有機會出現氧化紋或風化紋(Reineck and Singh, 1982; Reading, 1996)。

潮下帶相：

特徵描述：本岩相組合以無沉積構造(Sm)、平行紋理(Sh)、波狀紋理(Sw)及低角度交錯紋理(Sx)之砂為主，偶夾有薄泥層。

環境解釋：潮下帶的範圍在正常天候浪基面(fair-weather wave base, FWB)和平均低潮線之間。其中正常天候浪基面為正常氣候下的波浪首度接觸到海床的位置。在此環境下，由於受到波浪及暴風的作用會產生巨型波痕、窪狀交錯層理(Citfton *et al.*, 1971; Reineck and Singh, 1980; Swift *et al.*, 1983; Walker, 1984; Walker and Plint, 1992; Reading, 1996)，並且有暴風水流所帶來的生物碎屑堆積。

### 2.3.3 淺海沉積體系

此沉積體系主要是以波浪及暴風作用為主，在本研究之岩芯中僅出現上遠濱相的環境。

上遠濱相：

特徵描述：本沉積相主要由厚層的侵蝕面砂泥互層(SMs)為主，並夾有無層理的塊狀泥層(Mm)或殘存紋理泥層(Mr)以及薄層的平行紋理砂層(Sh)、波狀紋理砂層(Sw)或交錯層理的砂層(Sx)。

環境解釋：本沉積相沉積於正常天後浪基面與暴風浪基面(storm wave base,SWB)之間。正常天候下本環境以懸浮沉積作用為主，且具劇烈生物擾動作用，因而沉積了 Mm 相或 Mr 相之泥層。暴風作用之初，原本的泥質沉積物受到暴風波浪侵蝕而形成一侵蝕面，再於侵蝕面之上堆積較粗的砂層，此時所沉積之砂層，由於受到暴風影響，多半形成具平行紋理或圓丘狀交錯層理，在岩芯中則以低角度交錯層理為主。當暴風逐漸減弱，此時頂部有時會出現具有平行紋理、小規模波狀紋理之薄砂層，再回到以懸浮沉積為主之環境，形成了一組侵蝕面砂泥互層的層序(Bourgeois, 1980; Dott and Bourgeois, 1982; Reading and Collinson, 1996; Walker, 1984; Walker *et al.*,1983)。

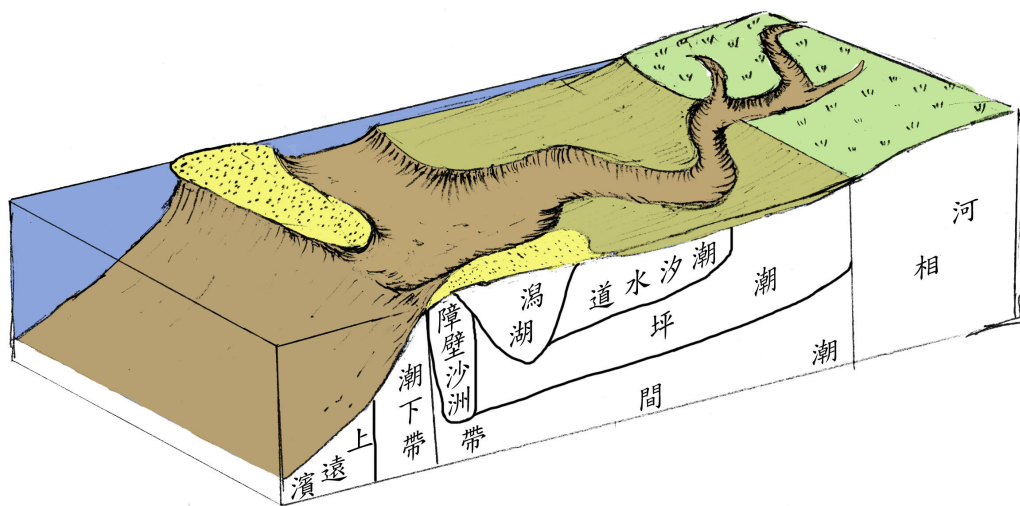


圖 2-3 本研究所用沉積環境示意圖。

### 第三章 沉積層序分析

層序地層(sequence stratigraphy)的定義為一群在成因上有關聯的岩石組合，且其上界與下界均為不整合面或可對比之整合面(Posamentier *et al.*, 1988)。沉積層序的變化則受控於全球海水面變動、沉積物供應量及構造活動的影響(Van Wagoner *et al.*, 1988; Emery and Myers, 1996)。由於晚更新世以來，全球海水面變動具有週期性之循環，因此沉積層序也反映出相對應的週期性環境變遷，其中每一循環的沉積層就視為一個沉積層序(Van Wagoner *et al.*, 1990; Chen *et al.*, 2001)。

#### 3.1 層序界限

層序界限(sequence boundary)為上一個層序結束轉變為下一個層序的交界面。辨別層序界限主要依據的特徵包括大規模的侵蝕面、曝露地表產生的土壤層或沉積環境的突然改變(Posamentier and Vail, 1988; Posamentier *et al.*, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988, 1990)。由於本研究主要為針對上次冰期以來的最後一個層序，因此該層序與其下層序之間的層序界限應形成於上次冰期最盛期之全球低海水面時期。

本研究的鑽井經由沉積相分析之後，發現除了小崗山 2 號井和小崗山 3 號井之外，其餘各鑽井皆可判視出一層序界限，其中竹滬井、一甲井、大社井及小崗山斷層上盤的鑽井之層序界限是以交角不整合的型態存在，其餘則於侵蝕面之下出現土壤化的沉積層。此一普遍存在於各鑽井中之侵蝕面應代表上次冰期最盛期時，由於全球海水面的下降，使得高雄海岸平原區全區均出露水面，而形成侵蝕面，本研究將其命名為層序界限一(SB1)。此層序界限之下的定年資料不多，但除了五林井 143 公尺深之定年為兩萬多年外，其餘在 SB1 之下的定年年代皆已大於碳十四定年之上限(約五萬年)。

層序界限之上的沉積層均接近水平，即便已傾斜變形，角度亦不超過 3 度，故可由沉序界限一的深度位置得知上次冰期以來沉積物之厚度。因此，本研究可

知在不同構造分區上之全新世沉積物厚度的差別。在研究區域最外側的濱海平原區中，近海側的成功井及興達井中 SB1 上全新世沉積物厚度約 200 公尺；而相對靠陸側的永華井中，上次冰期以來之沉積物厚度約為 145 公尺厚。中洲台上的鑽井中，位於台地中心附近的一甲井，全新世沉積物厚度約為 40 公尺；靠近台地兩翼的竹滬井和岡山井，沉積物厚度約為 60-70 公尺；而在中洲台地南端邊緣的彌陀井，全新世沉積物厚度則約 110 公尺。位於岡山低地中之鑽井僅有五林井一口，其上次冰期以來之沉積物厚度約為 140 公尺。位在小崗山斷層下盤之鑽井，小崗山 2 號井及小崗山 3 號井，由於未鑽達層序界限一，故其全新世沉積物厚度皆大於 70 公尺；而位於小崗山斷層上盤之鑽井，小崗山 1 號井和楠梓井之全新世沉積物厚度約為 50 公尺，山腳下井之厚度為 33 公尺。位於山麓前緣之阿蓮井、大社井、灣內井及勝利井，其全新世沉積物厚度皆小於 40 公尺。沉積物厚度變化的分布可視為本研究區域內地下構造所造成的影響，由此可推知此等構造一萬八千年來尚在活動。



### 3.2 體系域

所謂體系域(system tract)就是指將同時沉積的體系結合起來(Brown and Fisher, 1977)。完整的沉積層序可分為三種體系域(Posamentier and Vail, 1988; Posamentier *et al.*, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988, 1990)：低水位體系域(lowstand system tract, LST)、海進體系域(transgressive system tract, TST)與高水位體系域(highstand system tract, HST)。低水位體系域的下界為層序界限，上界為海進面(transgressive surface, TS)；海進體系域的下界為海進面(TS)，上界為最大海漫面(Maximum marine flooding surface, MFS)；高水位體系域下界為最大海漫面，上界為層序界限(Van Wagoner *et al.*, 1988; Walker, 1992; Emery and Myers, 1996)。

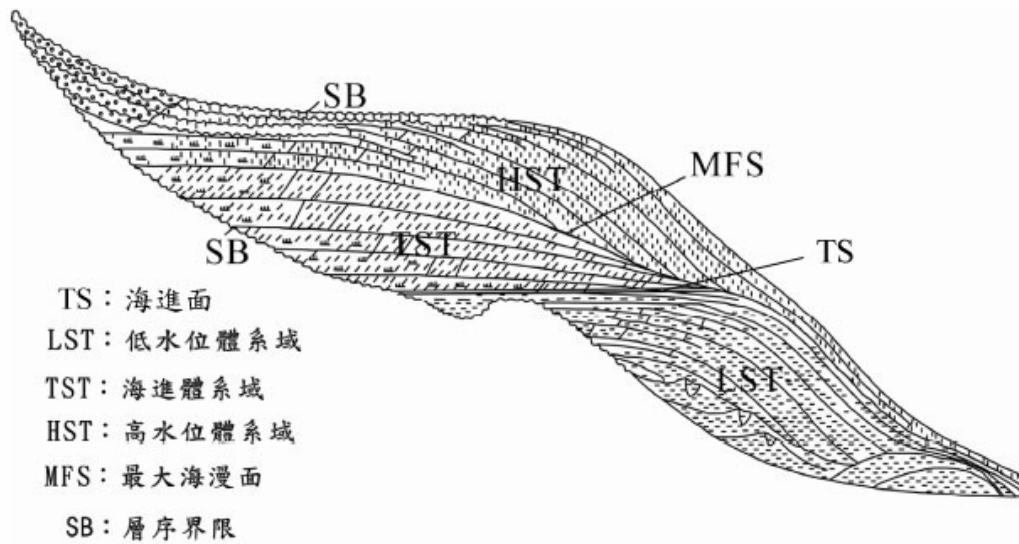


圖 3-1 一次海水面變化之完整層序示意圖(Vail, 1987)。

### 3.2.1 低水位體系域(LST)

低水位體系域的形成於海水面快速下降的時期，沉積環境開始變淺。若當時所處的沉積環境尚未曝露地表受到侵蝕，則會於海水面之下堆積一逐漸變淺的沉積層，此稱為低水位體系域；若海退時沉積層曝露地表，則會造成侵蝕產生土壤化作用，此侵蝕面就是所謂層序界限。然而，並非所有的低水位體系域都能有沉積紀錄被保留下來。可能當時處於地形的高區，出露地表受到侵蝕作用的影響而無法保存(Emery and Myers, 1996)。

### 3.2.2 海進體系域(TST)

海進體系域為海水面快速上升的時期所堆積的沉積層，具有後退堆積的趨勢。由於海面上升，造成盆地堆積空間快速增加，環境急速變深。海水面的快速上升也造成大陸棚範圍的擴大，阻止了河流的下切。此時，大量的沉積物朝陸側堆積，只有少量的河流沉積物被搬到大陸棚堆積。本研究區域在海進初期，常會在海進面上堆積一層較粗的沉積物，此粗粒沉積層通常被稱為海進殘餘物(transgressive lags)。之後，在海進殘餘物之上沉積一層較泥質的沉積物(環境快速

變深)，此堆積在層序界限上之沉積層稱為海進體系域。

### 3.2.3 高水位體系域(HST)

高水位體系域形成在海水面上升的最後階段，為海水面停滯不動的時期，甚至是早期海水面下降的階段。沉積物先向上堆積，當沉積空間逐漸被海洋或是河流的沉積物充填，環境逐漸變淺，之後再向外(外伸)堆積，環境呈現向上變淺，最後結束於由下一個沉積循環所造成的不整合面之下。

### 3.2.4 海漫面(Marine flooding surface)

海漫面是水深快速增加的證據，海漫面分成海進面(transgressive surface, TS)與最大海漫面(maximum marine flooding surface, MFS)。

#### 海進面(TS)

海進面是覆蓋在低水位體系域上的海漫面，為區隔低水位體系域(LST)與海進體系域(TST)的界面。跟隨在低水位體系域(LST)之後，相對海水上升速度增加，造成沉積空間增加速率大於沉積物供應速率，在底部會形成一個明顯的界面，也就是所謂的海進面。如果在層序界限上沒有低水位體系域(LST)存在，則海進面可能會與層序界限重疊。

#### 最大海漫面(MFS)

最大海漫面是海岸線能朝陸側延伸到最極限的位置時，所造成的沉積界面。為區隔海進體系域(TST)與高水位體系域(HST)的界面。這個時期的沉積物供應量相對缺乏造成低沉積速率，因此沉積了相對時間較長但卻相對較薄的沉積物(Posamentier and Vail, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1990)。

### 3.3 層序分析

本研究依據以上沉積相組合和沉積體系的劃分，建立此區各鑽井岩芯的地層柱(附錄二)。本研究中僅在靠近海岸的成功井和興達井有低水位體系域(LST)的出現，其餘各井只區分出海進體系域(TST)與高水位體系域(HST)兩種。在此簡述各岩芯中所呈現的環境變化如下。

#### 3.3.1 成功井

成功井全長 250 公尺，並未鑽達基盤，層序界限深度在井深 180 公尺處，182.7 公尺處的碳十四定年年代為 19,000 yr BP，且於井深 200 公尺處出現土壤化沉積層，因此本研究認為井深 180 公尺以下屬於上個層序的沉積物。層序界限之上為沼澤相環境及潮坪環境，為低水位體系域；之後轉為潮下帶環境，往上持續加深，進入上遠濱環境，屬於海進體系域；之後環境變淺，進入高水位體系域時期，開始堆積潮下帶之沉積物，再往上轉為潮坪環境，最後在頂部為障壁沙洲環境。

#### 3.3.2 興達井

興達井全長 250 公尺，並未鑽達基盤，層序界限深度在井深 198 公尺處，層序界限下為輕微土壤化的沉積層，因此本研究認為井深 198 公尺以下為上個層序的沉積物。層序界限之上為沼澤相及潮間帶相環境，往上轉為潮坪環境，此為低水位體系域；再往上為潮下帶，之後環境快速加深，進入上遠濱環境，屬於海進體系域；往上環境變淺，進入高水位體系域時期，開始堆積潮下帶之沉積物，再往上轉為潮坪環境，最後轉為障壁沙洲環境。

#### 3.3.3 竹滬井

竹滬井層序界限在井深 73.2 公尺處，以下為傾斜岩層，傾角約為 20-30 度。層序界限之上有一薄層顆粒粗糙且淘選差的海進殘餘物，往上為約 4 公尺厚之砂

坪沉積物，年代約在 12,000 年前，再往上環境變深，由泥坪環境進入潮下帶環境，屬於海進體系域；之後環境逐漸變淺，進入高水位體系域，環境轉為潮間帶的砂坪，逐漸過度為泥坪。

#### 3.3.4 一甲井

一甲井層序界限在井深 38.8 公尺處，以下為傾斜岩層，傾角約 20 度。層序界限之上為潮下帶，年代約 10,500 年前，之後環境變為潮間帶—潮下帶環境，屬於海進體系域；往上環境開始變淺，進入高水位體系域，堆積以砂為主的砂坪。

#### 3.3.5 阿蓮井

阿蓮井層序界限在井深 36 公尺處，層序界限之下為土壤化的泥岩基盤。層序界限之上為潮坪環境，之後環境變深為潮下帶環境，屬於海進體系域；往上環境變淺，進入高水位體系域，回到潮坪環境。



#### 3.3.6 永華井

永華井全長 252 公尺，並未鑽達基盤，其層序界限在井深 144.7 公尺處，層序界限下為土壤化的沉積層，因此本研究認為井深 144.7 公尺以下為前一個層序之沉積物。層序界限之上為泥質潮坪，年代約 15,000 年前，往上轉為潮汐水道的環境，接著環境快速加深，進入上遠濱環境，屬於海進體系域；往上環境開始變淺，進入高水位體系域時期，開始堆積潮下帶沉積物，接著轉為潮間帶相的潮坪環境，再往上轉為潮汐水道環境，最後為潟湖環境。

#### 3.3.7 岡山井

岡山井層序界限在井深 60.55 公尺處，層序界限之下為泥岩基盤。層序界限之上堆積一薄層粗顆粒、淘選差的海進殘餘物，往上變深為潟湖環境，屬於海進體



系域；往上環境開始變淺，進入高水位體系域時期，堆積潮下帶沉積物，再往上轉變為潮間帶的潮坪環境，最後出露地表遭風化形成土壤層。

### 3.3.8 山腳下井

山腳下井層序界限在井深 33.6 公尺處，層序界限下為傾斜的岩層，傾角約為 55-60 度。層序界限之上為潮坪環境，往上環境變深，為瀉湖環境，屬於海進體系域；再往上環境變淺，進入高水位體系域時期，回到潮坪環境，頂部覆蓋一土壤層。

### 3.3.9 小崗山 1 號井

小崗山 1 號井層序界限在井深 49.5 公尺處，層序界限下為傾斜的岩層，傾角約 65 度。層序界限之上為潮坪環境，往上環境變深，為瀉湖環境，屬於海進體系域；再往上環境變淺，進入高水位體系域時期，回到潮坪環境。



### 3.3.10 小崗山 2 號井

小崗山 2 號井全長 70 公尺，並未鑽達基盤，未發現層序界限一。最底部為潮坪環境，往上環境變深，為瀉湖環境，屬於海進體系域；再往上環境變淺，進入高水位體系域時期，回到潮坪環境。

### 3.3.11 小崗山 3 號井

小崗山 3 號井全長 70 公尺，並未鑽達基盤，未發現層序界限一。最底部為瀉湖環境，屬於海進體系域；再往上環境變淺，進入高水位體系域時期，轉為潮坪環境。

### 3.3.12 彌陀井

彌陀井層序界限在井深 111.8 公尺處，層序界限下為泥岩基盤。層序界限之上為上遠濱環境，屬於海進體系域；往上環境漸淺，進入高水位體系域，開始堆積潮下帶沉積物，往上轉為潮坪環境。

### 3.3.13 五林井

五林井全長 250 公尺，並未鑽達基盤，其層序界限在井深 137.5 公尺處，於 143.1 公尺處的定年約為 22,600 yr BP，且在井深 137.5 公尺之下的沉積層已遭土壤化，因此本研究認為井深 137.5 公尺以下為上個層序之沉積物。層序界限之上為潮間帶之潮坪沉積物，然後環境變深，轉為潟湖環境，為海進體系域；往上進入高水位體系域時期，堆積潮坪沉積物，再往上環境變淺，轉為障壁沙洲環境，最後為潮間帶環境。



### 3.3.14 楠梓井

楠梓井層序界限在井深 46.9 公尺處，層序界限之下為傾斜岩層，傾角約 40 度。層序界限之上為泥坪環境，屬於海進體系域；往上環境變淺為砂坪環境，進入高水位體系域，再往上為障壁沙洲環境，然後轉為潮坪，再轉為潮汐水道環境。

### 3.3.15 大社井

大社井層序界限在井深 35.4 公尺處，層序界限之下為傾斜岩層，傾角為 20-30 度。層序界限之上為泥坪環境，屬於海進體系域；往上開始變淺，進入高水位體系域，轉為砂坪環境，之後轉為潮汐水道環境，接著轉變成沼澤相，最後轉為河流相。

### 3.3.16 勝利井

勝利井層序界限在井深 29.5 公尺處，層序界限下為傾斜岩層，傾角為 25-40 度。層序界限之上為潮坪環境。

### 3.3.17 灣內井

灣內井層序界限在井深 16.5 處，層序界限下為傾斜的岩層，傾角為 20-30 度。層序界限之上為河流相沉積物。

## 3.4 層序對比

本研究選取了四條剖面(圖 3-2，A-A'、B-B'、C-C'與 D-D'剖面)，利用上一節所得的層序，對各地層柱進行對比，探討本研究區域的環境演化。

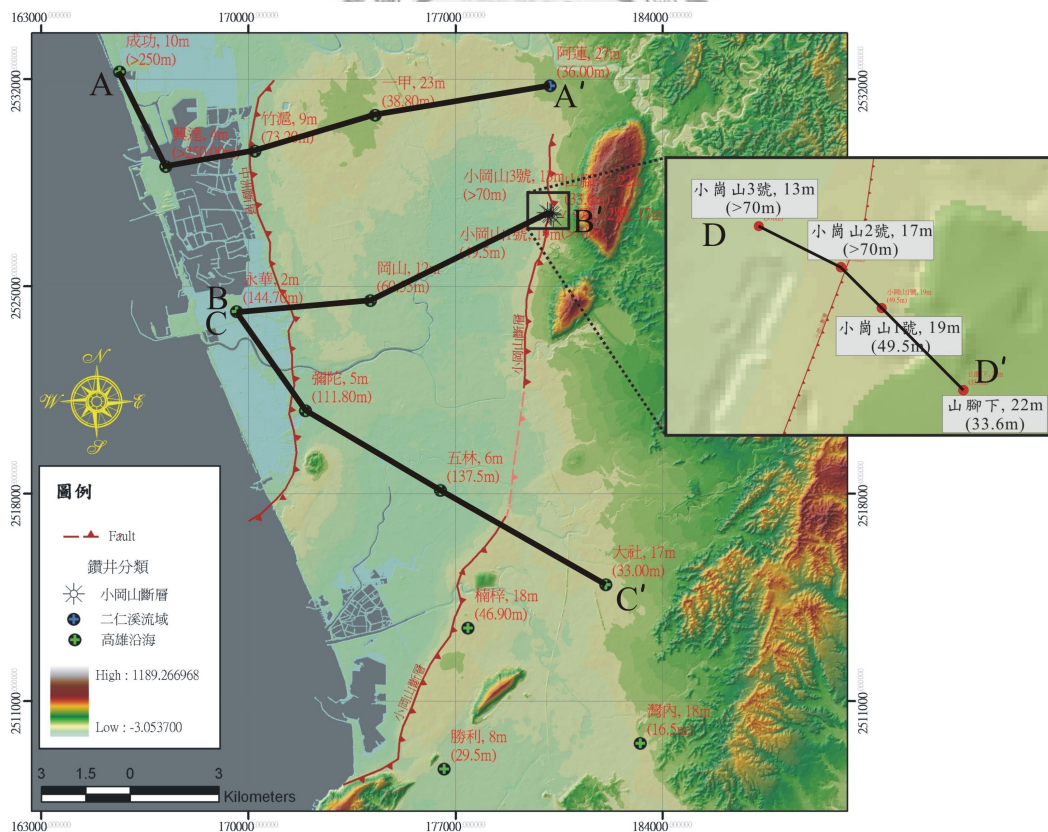


圖 3-2 本研究選取之剖面位置圖。

### 3.4.1 A-A'剖面(圖 3-3)

本剖面由西向東依序有成功井、興達井、竹滬井、一甲井和阿蓮井共五口岩芯，剖面垂直中洲斷層走向。層序界限一(SB1)深度在成功井為 180 公尺，興達井為 198 公尺，竹滬井為 73.2 公尺，一甲井為 38.8 公尺，阿蓮井為 36 公尺。剖面中層序界限的位置，在興達井和竹滬井間有劇烈的變化，往東深度急劇變淺；由地形高程上看來，興達井與竹滬井有 5 公尺的落差，竹滬井位於中洲台地的西緣；因此推測此層序界限深度的變化受到中洲台地西緣之中洲斷層所影響。

由竹滬井和一甲井的碳十四的定年資料可以推測，海水覆蓋此區中洲台地的時間約從 10,500~12,000 cal yr BP 開始，大約於 6,500 cal yr BP 以後才由潮坪環境轉變為河相環境。

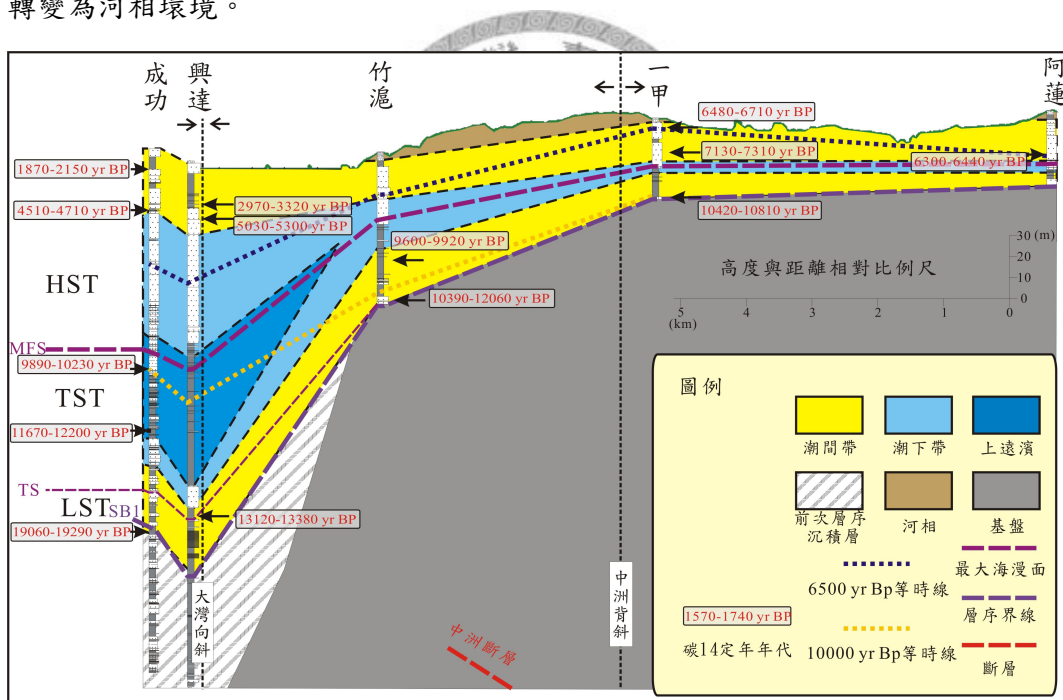


圖 3-3 A-A'剖面層序分析對比圖

### 3.4.2 B-B'剖面(圖 3-4)

本剖面由西向東依序有永華井、岡山井、小崗山 3 號井、小崗山 2 號井、小崗山 1 號井及山腳下井等六口鑽井；本研究僅選取小崗山斷層四口鑽井中的兩口，

以小崗山 2 號井代表小崗山斷層下盤之鑽井，小崗山 1 號井代表斷層上盤之鑽井。以永華井、岡山井、小崗山 1 號及 2 號井四口鑽井畫出 B-B'剖面圖，剖面大致垂直構造走向方向。

利用層序界限一的位置，由西向東來看 B-B'剖面的變化，從永華井的 144.7 公尺，到岡山井變淺為 60.55 公尺，小崗山 2 號井變深為大於 70 公尺，最後在小崗山 1 號井又變淺為 49.5 公尺；由地形高程上看，岡山井位於中洲台地東緣，與永華井高差 10 公尺，小崗山 2 號井與小崗山 1 號井分別位於小崗山斷層的左右兩側，高差約 2 公尺；推測此層序界限深度的變化為受到中洲斷層和小崗山斷層之影響。

岡山井位於中洲台地東緣，由其碳十四定年可推知此區之中洲台地在 10,000 cal yr BP 附近遭海水覆蓋，一直持續至 5,500 cal yr BP 台地才再度出露；而由小崗山 1 號的定年資料可知，海水於 15,000 cal yr BP 已進到岡山向斜內，並在向斜中形成半封閉式的潟湖，此潟湖環境持續至 8,000 cal yr BP。

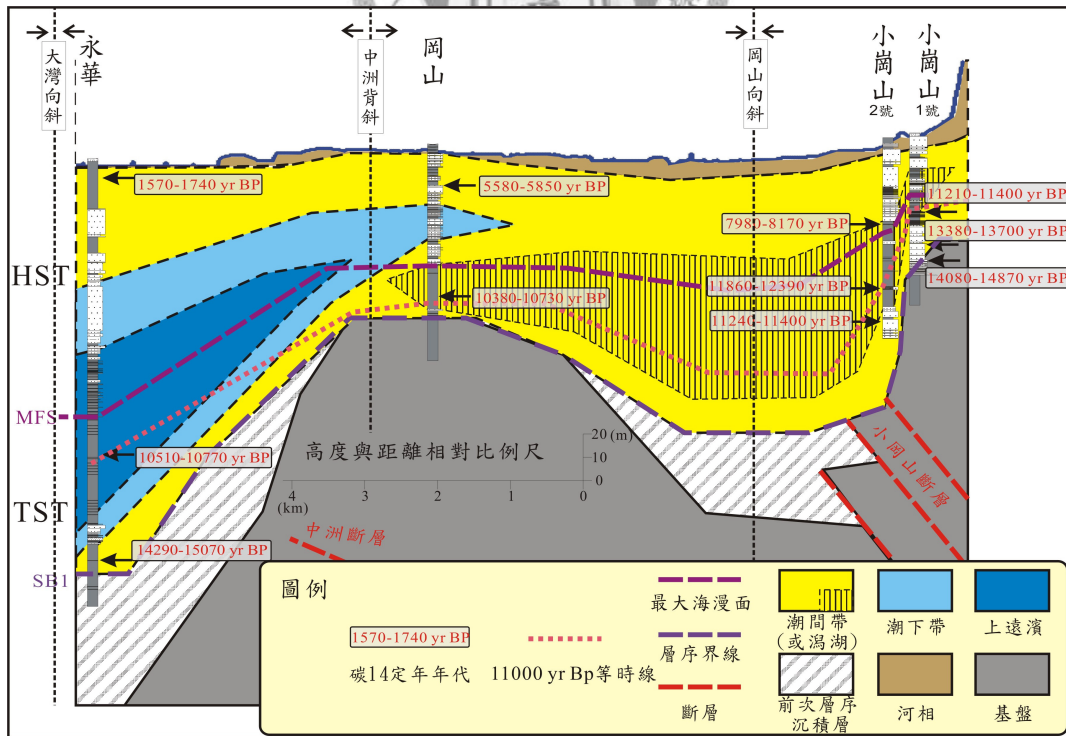


圖 3-4 B-B'剖面層序分析對比圖

### 3.4.3 C-C'剖面(圖 3-5)

本剖面由西向東依序為永華井、彌陀井、五林井及大社井。層序界限一深度在永華井為 144.7 公尺，彌陀井為 111.8 公尺，五林井為 137.5 公尺，大社井為 33 公尺。利用層序界限的位置，由西向東來看在此剖面中的變化，濱海平原區的永華井到中洲台地西南端的彌陀井之間，層序界限一的深度由 144.7 公尺變淺為 111.8 公尺，而位於岡山低地的五林井層序界限一深度又變深為 137.5 公尺，到西部麓山帶前緣之大社井變淺為 33 公尺；由地形高程上看，永華井和彌陀井高差約 3 公尺，彌陀井和五林井幾乎沒有高差，而到大社井則增加了約 10 公尺；推測此剖面中層序界限深度的變化受到中洲斷層及小崗山斷層的影響。

由彌陀井定年資料可以推測，此區中洲台地在 11,000 cal yr BP 之前已被海水覆蓋，而在約 5,000 cal yr BP 又出露海面；由大社井定年資料可推知海水於約 9,000 cal yr BP 時已淹至西部麓山帶前緣。

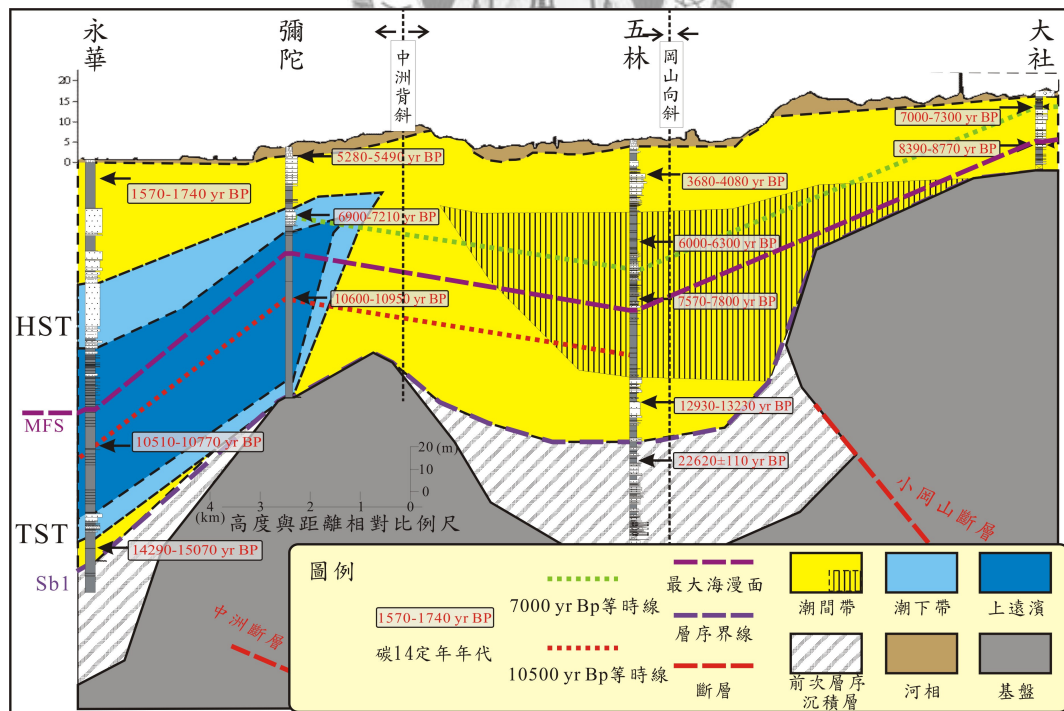


圖 3-5 C-C'剖面層序分析對比圖

### 3.4.4 D-D'剖面(圖 3-7)

本剖面由西向東依序為小崗山 3 號井、小崗山 2 號井、小崗山 1 號井及山腳下井四口，剖面方向為  $N50^{\circ}W$ ，通過小崗山斷層，如圖 3-6 所示。其中山腳下井和小崗山 1 號井位在斷層上盤，而另外兩口位在斷層下盤。

層序界限一的深度由西向東可以觀察到，在斷層下盤的兩口鑽井中皆大於 70 公尺而未發現，到了上盤的小崗山 1 號井其層序界限一深度變淺為 49.5 公尺，山腳下井則為 33.6 公尺，小崗山 1 號井和山腳下井的層序界限一之下為古亭坑層基盤。山腳下井全長 200 公尺，小崗山 1 號井全長 100 公尺，兩口井皆未鑽過斷層帶，故不知其斷層角度，但由兩口井之古亭坑層基盤具有密集的剪切面之傾斜角度，推測斷層面傾角約  $50-70$  度。此四口鑽井上覆之全新世沉積物中，皆未見任何剪切帶構造。綜合以上，推測小崗山斷層並未切穿地表，僅造成上覆沉積層的傾斜變形。

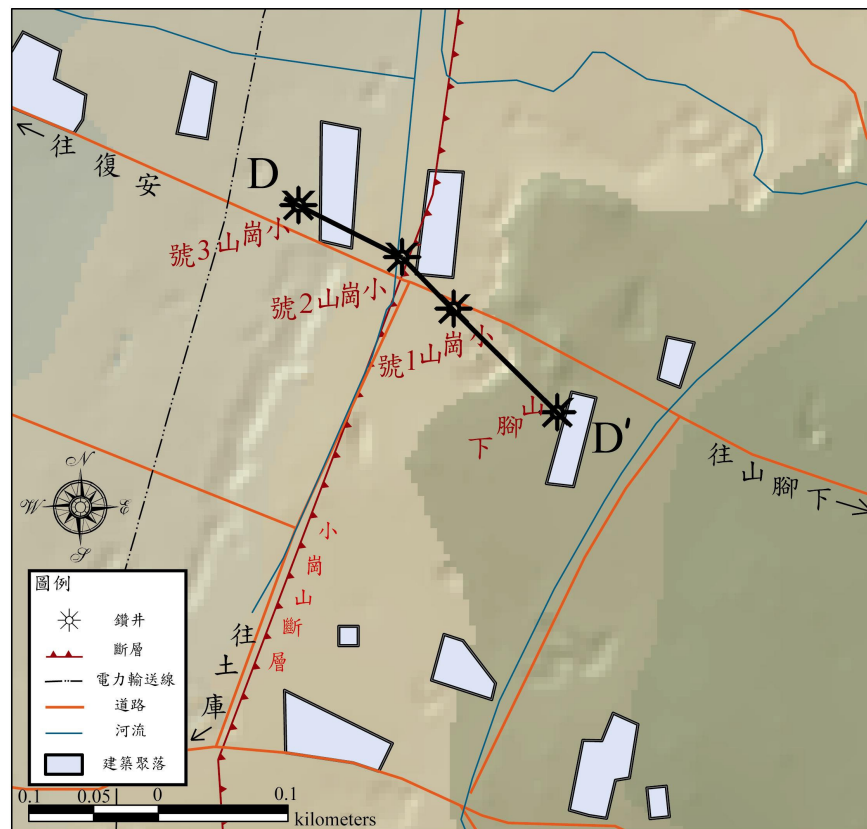


圖 3-6 小崗山斷層鑽井位置示意圖

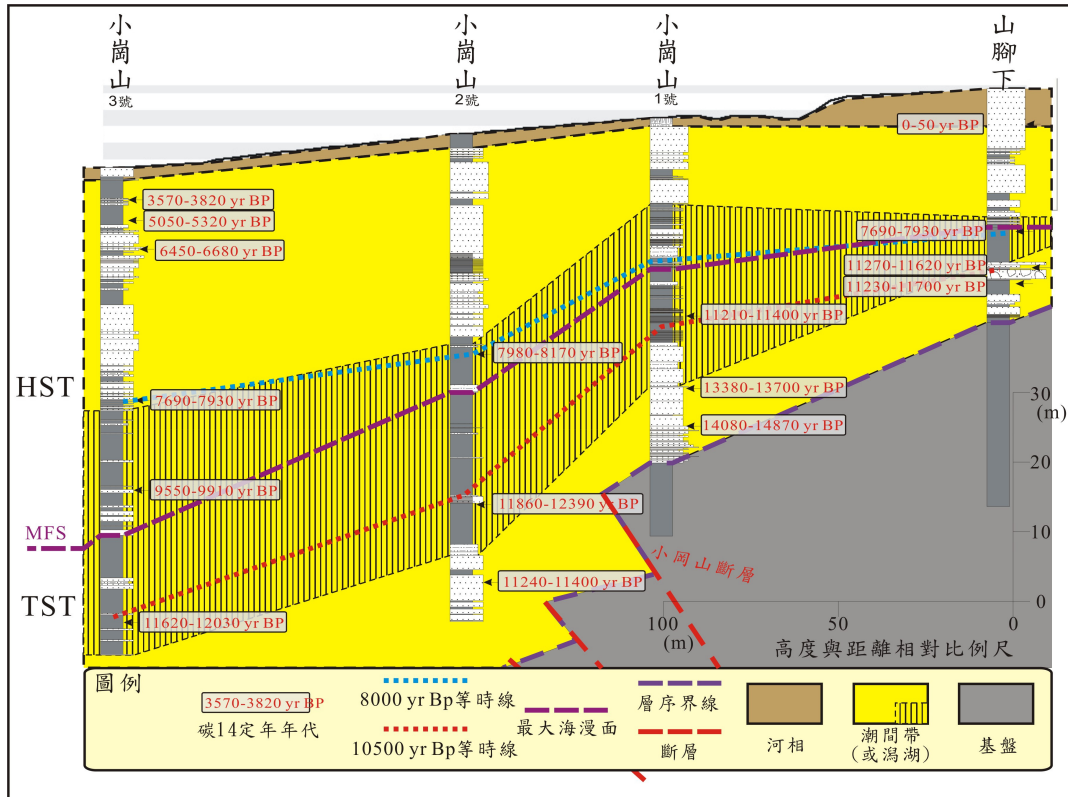


圖 3-7 小崗山斷層剖面層序分析對比圖





## 第四章 地殼變動速率

前一章已經對高雄海岸平原區岩芯的沉積物進行層序分析及對比，在不同構造分區中，層序界限一或等時線的深度有明顯的差異。本章將透過地殼變動速率的研究，進一步探討本研究區域內構造之活動特性。

### 4.1 地殼變動速率估算法

本研究利用前面章節所推估沉積環境及碳十四的定年資料，計算出該定年標本所屬鑽井位置的抬升速率，並利用所建立之等時線與各鑽井當時所處之古沉積環境來計算其抬升速率。所運用之計算公式如下。

抬升速率(Uplift rate) =  $\Delta d / t$

$\Delta d$  : 取樣標本抬升的高度

$t$  : 取樣標本被埋藏的時間

$$\Delta d = H + \Delta h + d - D$$

$H$  : 鑽井海拔標高

$\Delta h$  : 古海水面相較現今海水面  
的變動高度差

$d$  : 取樣標本的古環境水深

$D$  : 取樣標本在鑽井中的深度

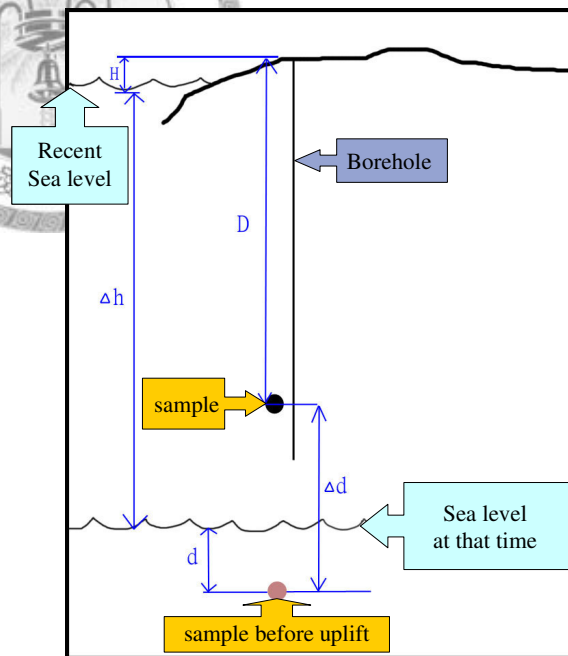


圖 4-1 取樣標本抬升示意圖

如上所示，已知鑽井海拔標高( $H$ )、取樣標本在鑽井中的測量深度( $D$ )、被埋藏的時間( $t$ ，碳十四定年年代)，接著只要知道海水面變動高度差( $\Delta h$ )及取樣標本之古環境水深( $d$ )即可估算其抬升速率。

## 4.2 末次冰期以來海水面變動

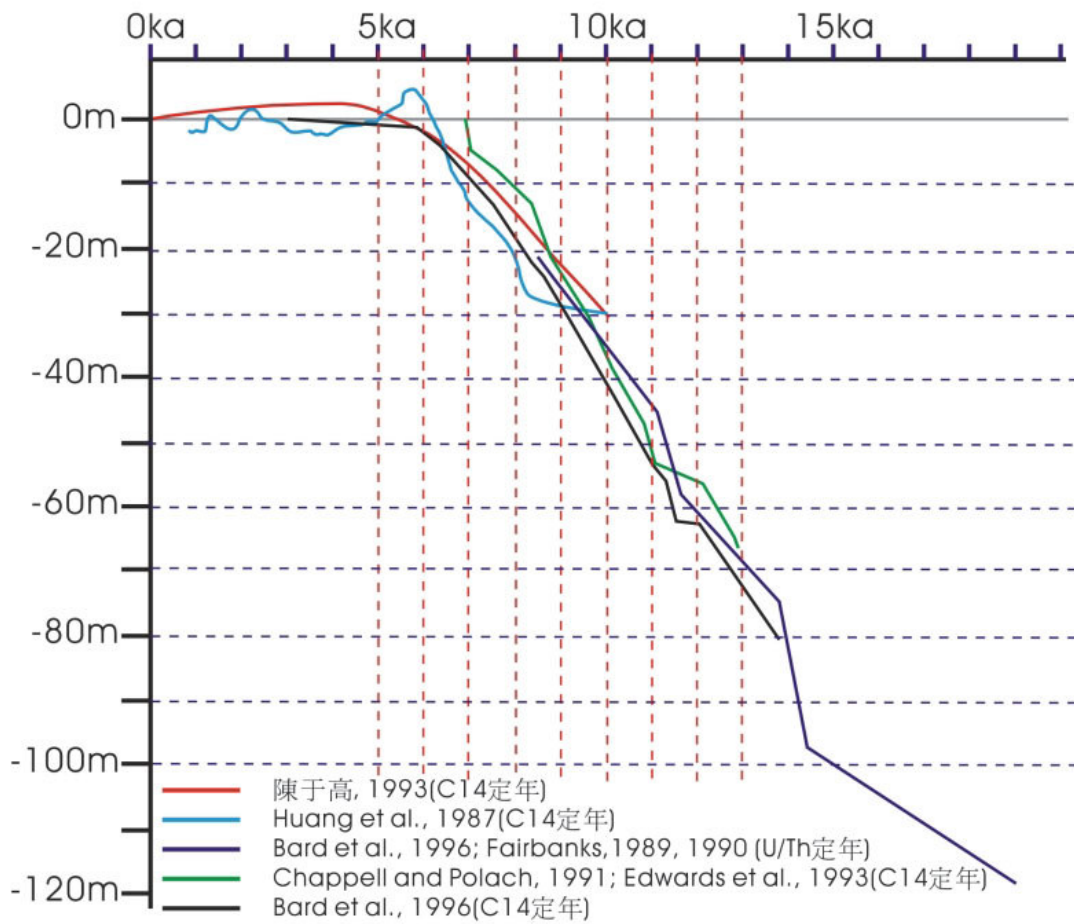


圖 4-2 全球各地與澎湖地區於末次冰期以來的海水面變動曲線(陳于高，1993; Huang *et al.*, 1987; Fairbanks, 1989, 1990; Chappell and Polach, 1991; Edwards *et al.*, 1993; Bard *et al.*, 1996 )

全球溫度變化造成融冰量的改變，導致全球海水面產生變化。距今約 18,000 年前的末次冰期，海水面較現今低約 120 公尺；之後氣候轉暖，進入間冰期，海水面逐漸上升至現今位置(Rohling *et al.*, 1998; Church *et al.*, 2001)。從 18,000 年前到 15,000 年前的間冰期，海面上升速度平均每 1,000 年約 6 公尺；15,000 年到 6,000 年前，上升速度較快，每 1,000 年約 10 公尺；由 6,000 年前至今，海水面變

動趨於穩定，變動不會超過 2 公尺(Rohling *et al.*, 1998; Church *et al.*, 2001)。而台灣地區晚全新世以來海水面變動與全球性變化趨勢大致相同(陳于高，1993; Chen and Liu, 1996)，正好提供本研究極佳的材料進行地殼變動速率的估算。

#### 4.3 高雄海岸平原區地殼變動速率

估算地殼變動速率需要古環境深度、取樣標本的深度、標本的埋藏時間及沉積當時之古海水面位置。古環境水深的部份可由第二章岩相組合所指示的古沉積環境求得，本研究依據台灣西南部現生環境深度有下列幾個假設：(1)河流相：觀察現今西南台灣平原區河流地形，可發現河床海拔高度為 0~5 公尺，故將河流相環境深度定為 0~5 公尺；(2)潮間帶相：由氣象局提供的資料可知現今台灣西部海岸以潮汐營力為主，其中以中部最盛，平均潮差為 4 公尺，往南北方向潮汐影響力漸小，基隆及高雄地區平均潮差只剩 1 公尺，遂將本研究的潮間帶相環境深度定為 2~-2 公尺；(3)瀉湖相：現今西南台灣的瀉湖深度，台南七股瀉湖水深為-1~-5，屏東大鵬灣瀉湖水深-2~-6 公尺，本研究將瀉湖環境水深定為-4~-6 公尺；(4)潮下帶相：根據前人文獻，正常天氣浪基面深度為-5~-15 公尺(Walker, 1992)，且本研究將低潮線水深定為-2 公尺，所以處在低潮線與正常天候浪基面之間的潮下帶相水深為-2~-15 公尺；(5)上遠濱相：上遠濱環境位在正常天候浪基面之下，故將其環境水深定為 >-15 公尺。古海水面位置則利用前人針對末次冰期以來海水面變動所做的研究成果(陳于高，1993; Huang *et al.*, 1987; Fairbanks, 1989, 1990; Chappell and Polach, 1991; Edwards *et al.*, 1993; Bard *et al.*, 1996)。

綜合以上資料，本研究將此區域內各鑽井之定年樣本進行垂直變動速率的估算，結果如表 4-1 所示，並結合圖 3-1 建立的四條剖面 A-A'、B-B'、C-C'及 D-D'，探討不同構造分區中垂直變動速率的變化。

表 4-1 本研究所使用岩芯定年標本估算之垂直變動速率表

井名	樣本材料	採樣深度 (m)	定年年代 (cal yr BP)	環境	垂直變動速率 (mm/yr)
一甲	Shell	4.8	6,480-6,710	潮間帶	(2.9)-(4.3)
	Shell	15.4	7,130-7,310	潮間帶	(1.5)-(3.1)
	Shell	38.7	10,420-10,810	潮間帶	(1.8)-(4.3)
阿蓮	Shell	20.2	6,300-6,440	潮間帶	(1.3)-(2.3)
竹滬	Wood	50.7	9,600-9,920	潮間帶	(-1.8)-(0.3)
	Shell	70.6	11,390-12,060	潮間帶	(-1.1)-(0.4)
興達	Oyster	20.6	2,970-3,320	潮間帶	(-6.2)-(-4.6)
	Wood	27.2	5,030-5,300	潮間帶	(-5.3)-(-3.8)
	Wood	169.7	13,120-13,380	潮間帶	(-7.7)-(-6.5)
楠梓	Shell	22.3	5,600-5,870	潮下帶	(-0.4)-(2.5)
	Shell	45.1	10,650-11,090	潮間帶	(1.0)-(3.4)
大社	Wood	7.1	7,000-7,300	潮間帶	(1.0)-(2.8)
	Fora	24.2	8,390-8,770	潮間帶	(0.1)-(2.2)
岡山	Shell	14.5	5,580-5,850	潮間帶	(-0.8)-(0.4)
	Shell fragment	53.1	10,380-10,730	潟湖	(-0.1)-(2.1)
永華	Wood	6.8	1,570-1,740	潟湖	(-1.2)-(1.1)
	Wood	103.1	10,510-10,770	上遠濱	(-4.5)-(-2.7)
	Shell	139.9	14,290-15,070	潮間帶	(-3.4)-(-1.8)
彌陀	Wood	4.8	5,280-5,490	潮間帶	(-0.6)-(0.9)
	Shell	30.4	6,900-7,210	潮下帶	(-2.7)-(0.2)
	Shell	67.3	10,600-10,950	上遠濱	(-1.5)-(1.2)

五林	Shell	15.3	3,680-4,080	潮間帶	(-3.4)-(-1.6)
	Wood	45.55	6,000-6,300	潟湖	(-3.6)-(-3.3)
	Wood	71.5	7,570-7,800	潟湖	(-5.5)-(-4.4)
	Wood	116.9	12,930-13,230	潮間帶	(-3.9)-(-2.4)
成功	Wood	9.9	1,870-2,150	潮間帶	(-1.5)-(-1.6)
	Shell	29.4	4,510-4,710	潮間帶	(-5.1)-(-3.5)
	Wood	105.1	9,890-10,230	上遠濱	(-5.1)-(-3.2)
	Shell	134.5	11,670-12,200	上遠濱	(-4.7)-(-3.7)
	Wood	182.7	19,060-19,290	潮間帶	(-2.7)-(-2.5)
小崗山 1 號	Charcoal	28.4	11,210-11,400	潟湖	(3.5)-(5.0)
	Charcoal	29.8	11,120-11,260	潟湖	(3.4)-(4.8)
	Charcoal	38.8	13,380-13,700	潮間帶	(3.2)-(4.5)
	Charcoal	44.2	14,080-14,870	潮間帶	(3.2)-(5.9)
小崗山 2 號	Charcoal	31.6	7,980-8,170	潟湖	(-0.2)-(1.4)
	Charcoal	53.2	11,860-12,390	潟湖	(1.6)-(3.1)
	Charcoal	64.3	11,240-11,400	潮間帶	(-0.1)-(1.3)
小崗山 3 號	Charcoal	4.6	3,570-3,820	潮間帶	(1.1)-(3.3)
	Charcoal	7.6	5,050-5,320	潮間帶	(0.1)-(1.9)
	Charcoal	11.7	6,450-6,680	潮間帶	(0.4)-(1.6)
	Charcoal	28.9	16,000-16,660	潮間帶	(5.2)-(6.4)
	Charcoal	33.4	7,690-7,930	潮間帶	(-1.7)-(0.1)
	Charcoal	46.3	9,550-9,910	潟湖	(-0.4)-(1.6)
	Charcoal	64.7	11,620-12,030	潟湖	(0.3)-(1.6)
山腳下	Charcoal	20.52	7,690-7,920	潟湖	(1.8)-(3.4)

	Charcoal	26.4	11,270-11,620	潮間帶	(3.7)-(5.3)
	Charcoal	27.95	11,230-11,700	潮間帶	(3.5)-(5.2)
勝利	Shell fragment	8.15	7,000-7,160	潮間帶	(0.3)-(1.9)
	Operculina	28	9,290-9,430	潮間帶	(0.2)-(1.9)

#### 4.3.1 A-A'剖面之地殼垂直變動速率

本剖面的鑽井由西向東依序為成功井、興達井、竹滬井、一甲井及阿蓮井共五口，將前述之地殼變動速率結合上一章所做之層序對比剖面圖彙整成圖 4-3。

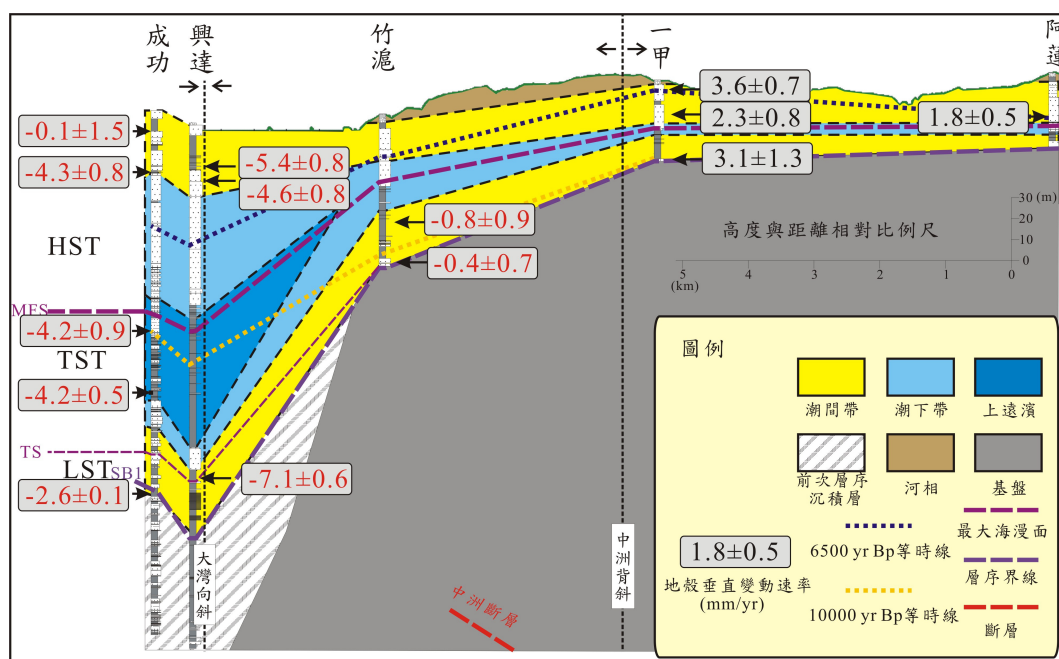


圖 4-3 A-A'地殼垂直變動速率剖面圖。垂直變動速率中，正值代表抬升，負值代表沉降。

圖 4-3 中成功井和興達井皆處於沉降狀態，興達井沉降速率略大於成功井，成功井不同時期的垂直變動速率分別為 $-0.1 \pm 1.5$  mm/yr(?)、 $-4.3 \pm 0.8$  mm/yr、 $-4.2 \pm 0.9$  mm/yr、 $-4.2 \pm 0.5$  mm/yr、 $-2.6 \pm 0.1$  mm/yr(?)，平均沉降速率為 $-4.2 \pm 0.7$  mm/yr(變動速率異常者(?)暫時不列入考慮)，興達井不同時期的垂直變動速率分別為 $-5.4 \pm 0.8$  mm/yr、 $-4.6 \pm 0.8$  mm/yr、 $-7.1 \pm 0.6$  mm/yr，平均沉降速率為 $-5.7 \pm 0.7$  mm/yr；往東為

竹滬井，垂直變動速率分別為 $-0.8\pm 0.9$  mm/yr、 $-0.4\pm 0.7$  mm/yr，平均沉降速率為 $-0.6\pm 0.8$  mm/yr；再往東為一甲井，處於抬升狀態，不同時期的垂直變動速率分別為 $3.6\pm 0.7$  mm/yr、 $2.3\pm 0.8$  mm/yr、 $3.1\pm 1.3$  mm/yr，平均抬升速率為 $3.0\pm 0.9$  mm/yr；最東側的阿蓮井亦呈現抬升狀態，變動速率為 $1.8\pm 0.5$  mm/yr。

配合沉積層序的對比以及碳十四定年資料，A-A'剖面中建立了6,500 cal yr BP及10,000 cal yr BP兩個沉積等時線。利用等時線深度、古環境及其年代，估算出剖面中同一時間各岩芯之地殼變動速率，結果如圖4-4所示。從6,500 cal yr BP的等時線來看，成功井沉降速率為 $-6.0$ — $-7.0$  mm/yr，興達井為 $-7.1$ — $-8.1$  mm/yr，竹滬井的地殼變動速率為 $-1.6$ — $-0.8$  mm/yr，一甲井抬升速率為 $3.0$ — $4.0$  mm/yr，阿蓮井抬升速率為 $1.1$ — $2.1$  mm/yr。10,000 cal yr BP等時線之結果大致與6,500 cal yr BP相符。

由構造分區來看此剖面，位於靠近海岸的成功井及興達井皆呈現沉降狀態，沉降速率約 $-4$ — $-8$  mm/yr；中洲台地有竹滬井和一甲井，其中靠近台地中心的一甲井抬升速率約 $3$ — $5$  mm/yr，台地西緣的竹滬井則呈現幾乎無變動的狀態；最東側的阿蓮井屬於西部麓山帶前緣，抬升速率約 $1$ — $2$  mm/yr。

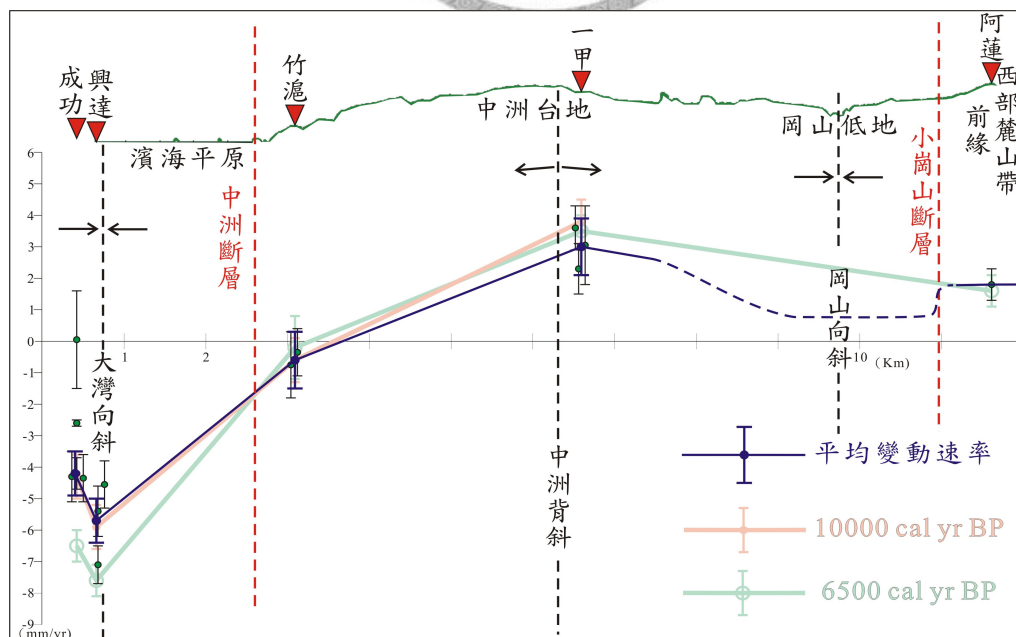


圖 4-4 A-A'剖面高程及垂直變動速率比對圖。

#### 4.3.2 B-B'剖面之地殼垂直變動速率

本剖面的鑽井由西向東依序為永華井、岡山井、小崗山 2 號井及小崗山 1 號井四口，將前述之地殼變動速率結合上一章所做之剖面圖整理成圖 4-3。

剖面中可觀察到永華井處於沉降狀態，不同時期的垂直變動速率分別為  $-0.1 \pm 1.1$  mm/yr(?)、 $-3.6 \pm 0.9$  mm/yr、 $-2.6 \pm 0.8$  mm/yr，平均沉降速率為  $-3.1 \pm 0.8$  mm/yr；東側岡山井的垂直變動速率為  $-0.2 \pm 0.6$  mm/yr、 $1.0 \pm 1.1$  mm/yr，平均抬升速率為  $0.4 \pm 0.9$  mm/yr；再往東為小崗山 2 號井，抬升速率為  $0.6 \pm 0.8$  mm/yr、 $2.4 \pm 0.8$  mm/yr、 $0.6 \pm 0.7$  mm/yr，平均抬升速率為  $1.2 \pm 0.8$  mm/yr；最東側為小崗山 1 號井，抬升速率為  $4.2 \pm 0.7$  mm/yr、 $3.9 \pm 0.7$  mm/yr、 $4.6 \pm 1.3$  mm/yr，平均抬升速率為  $4.2 \pm 0.9$  mm/yr。

配合沉積層序的對比以及碳十四定年資料，在 B-B'剖面中建立了 11,000 cal yr BP 的沉積等時線。利用等時線深度、古環境及其年代，估算出剖面中同一時間各岩芯之地殼變動速率，結果如圖 4-6 所示。從 11,000 cal yr BP 的等時線來看，濱

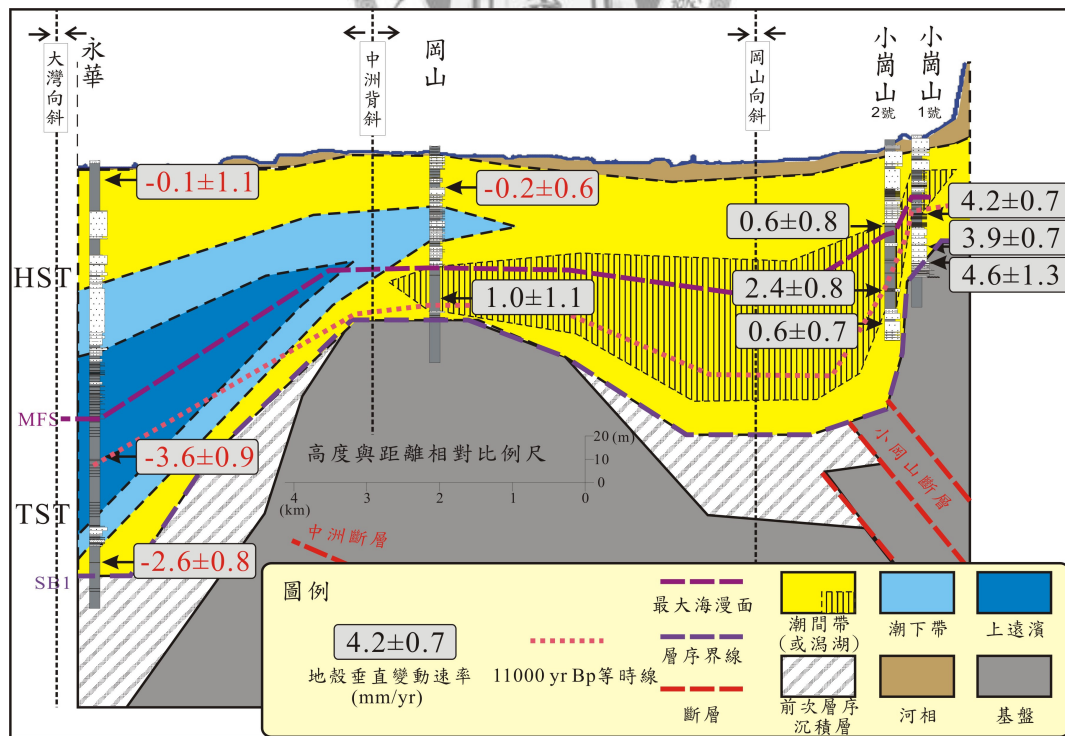


圖 4-5 B-B'垂直變動速率剖面圖。



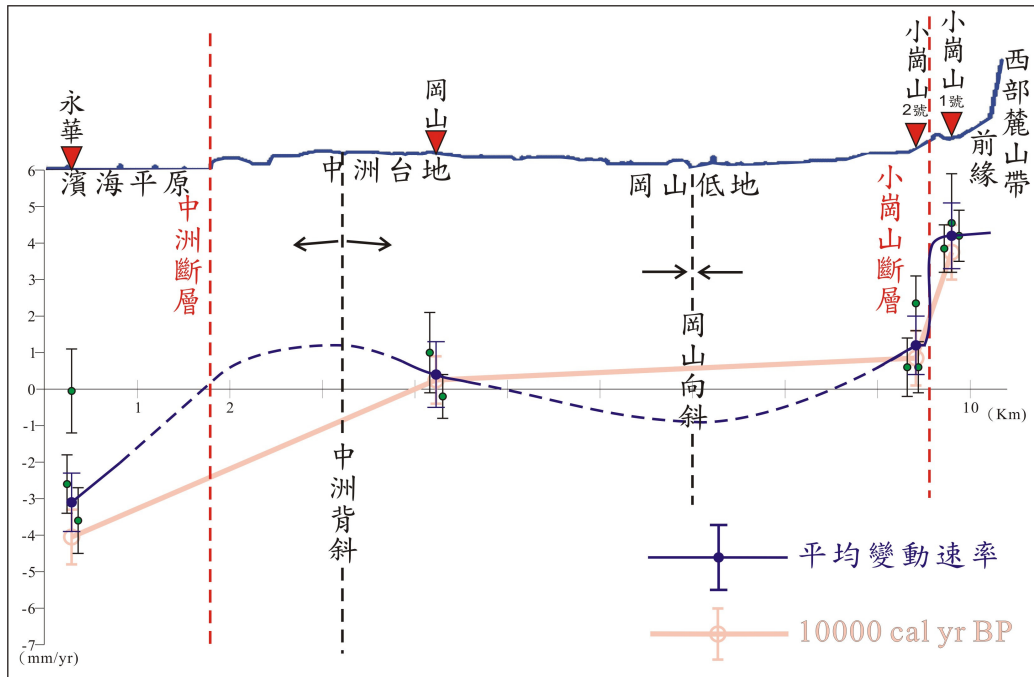


圖 4-6 B-B'剖面高程及垂直變動速率比對圖。

海平原上的永華井呈現沉降狀態，沉降速率約-4.7—-6.0 mm/yr；中洲台地西緣的岡山井變動速率為-0.4—0.9 mm/yr；位在小崗山斷層下盤的小崗山 2 號井呈現抬升狀態，抬升速率為 0.1—1.6 mm/yr；位在小崗山斷層上盤的小崗山 1 號井抬升速率為 3.0—4.5 mm/yr。

#### 4.3.3 C-C'剖面之地殼垂直變動速率

本剖面的鑽井由西向東依序為永華井、彌陀井、五林井及大社井四口，將前述之地殼變動速率結合上一章所完成之剖面圖整理為圖 4-7。

剖面中永華井不同時期的垂直變動速率分別為 $-0.1 \pm 1.1$  mm/yr(?)、 $-3.6 \pm 0.9$  mm/yr、 $-2.6 \pm 0.8$  mm/yr，平均沉降速率為 $-3.1 \pm 0.8$  mm/yr；彌陀井不同時期的垂直變動速率分別為 $0.2 \pm 0.8$  mm/yr、 $-1.3 \pm 1.4$  mm/yr、 $-0.2 \pm 1.3$  mm/yr，平均沉降速率為 $-0.4 \pm 1.2$  mm/yr；五林井不同時期的垂直變動速率分別為 $-2.5 \pm 0.9$  mm/yr、 $-3.5 \pm 0.2$  mm/yr、 $-4.9 \pm 0.6$  mm/yr、 $-3.2 \pm 0.7$  mm/yr，平均沉降速率為 $-3.5 \pm 0.6$  mm/yr；最東側的大社井垂直變動速率為 $1.9 \pm 0.9$  mm/yr、 $1.2 \pm 0.9$  mm/yr，平均抬升速率為 $1.5 \pm 0.9$  mm/yr。

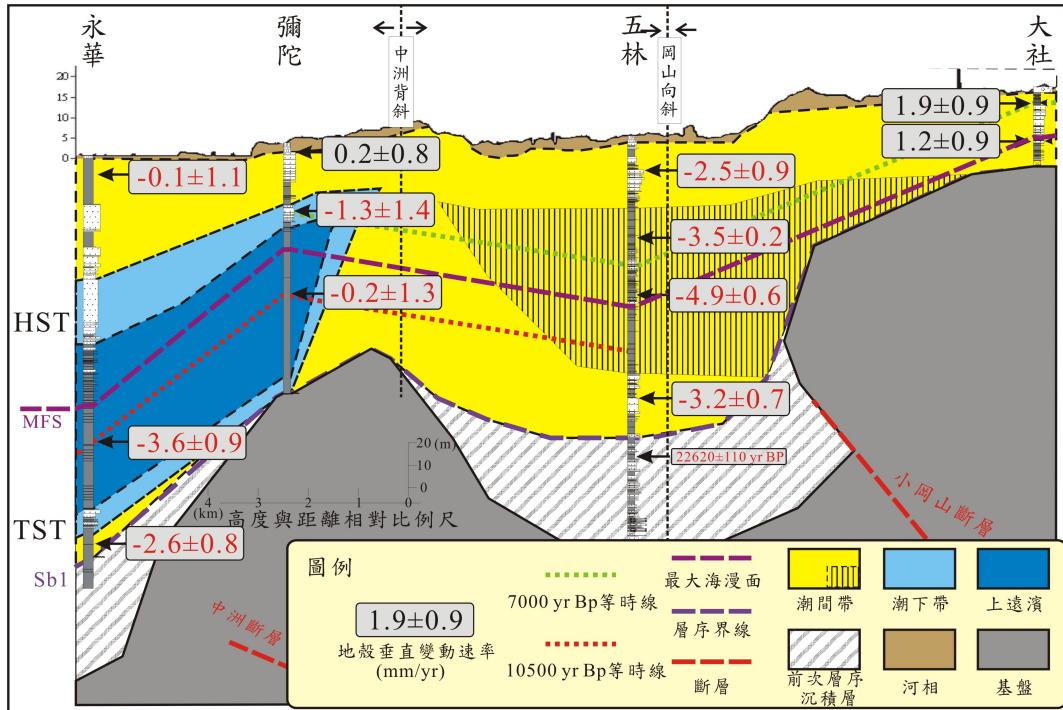


圖 4-7 C-C'垂直變動速率剖面圖。

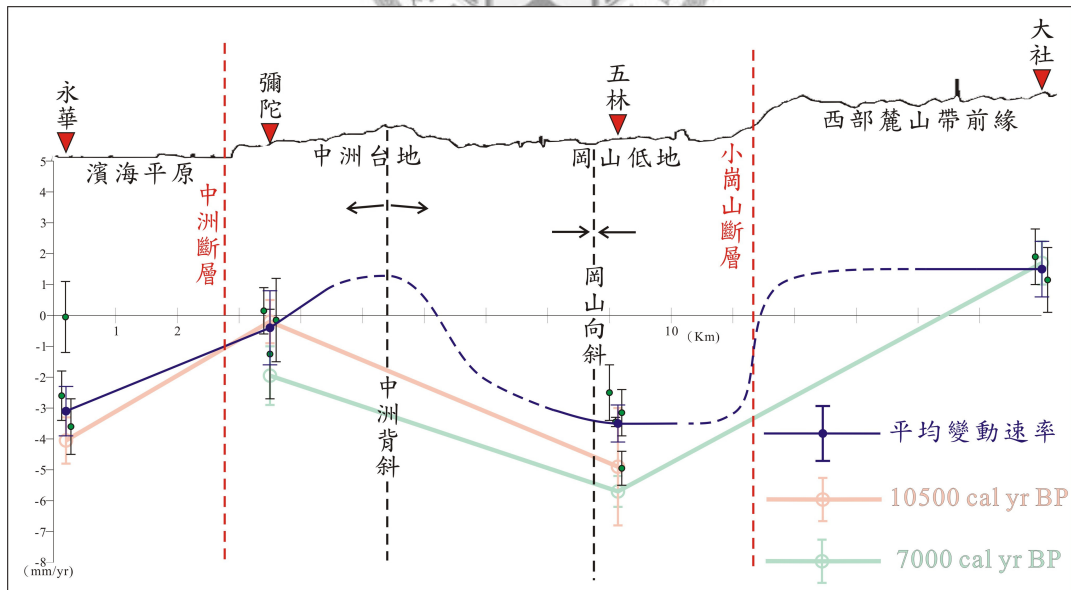


圖 4-8 C-C'剖面高程及垂直變動速率比對圖。

配合沉積層序的對比以及碳十四定年資料，在 C-C'剖面中建立了 7,000 cal yr BP 及 10,500 cal yr BP 兩個沉積等時線。利用等時線深度、古環境及其年代，估算出剖面中同一時間各岩芯之地殼變動速率，結果如圖 4-8 所示。

圖 4-8 中，7,000 cal yr BP 以來的變動速率，在中洲台地西南端的彌陀井呈現沉降狀態，沉降速率為-1.0—-2.9 mm/yr；岡山低地中的五林井為沉降狀態，沉降速率為-5.2—-6.2 mm/yr；西部麓山帶前緣的大社井呈現抬升狀態，抬升速率為 1.0—2.4 mm/yr。而 10,500 cal yr BP 以來的變動速率，濱海平原的永華井為沉降狀態，沉降速率為-5.5—-6.9 mm/yr；彌陀井無變動，而五林井沉降速率為-3.0—-6.8mm/yr。

#### 4.3.4 D-D'剖面之地殼變動速率

本剖面的鑽井由西向東依序為小崗山 3 號井、小崗山 2 號井、小崗山 1 號井及山腳下井四口，將前述之地殼變動速率結合上一章所做之剖面圖整理成圖 4-9。

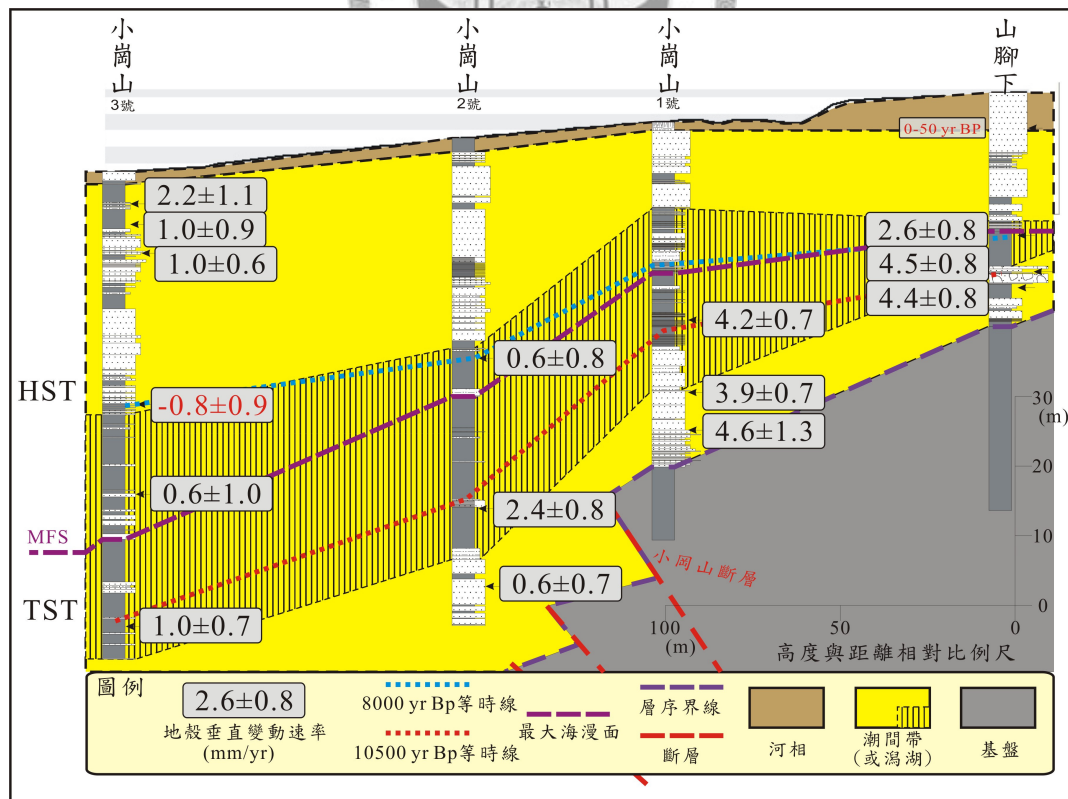


圖 4-9 D-D'垂直變動速率剖面圖。

圖中各鑽井不同時期的垂直變動速率分述如下，小崗山 3 號井為  $2.2\pm 1.1$  mm/yr、 $1.0\pm 0.9$  mm/yr、 $1.0\pm 0.6$  mm/yr、 $-0.8\pm 0.9$  mm/yr(?)、 $0.6\pm 1.0$  mm/yr、 $1.0\pm 0.7$  mm/yr，平均抬升速率為  $1.2\pm 0.8$  mm/yr；小崗山 2 號井為  $0.6\pm 0.8$  mm/yr、 $2.4\pm 0.8$  mm/yr、 $0.6\pm 0.7$  mm/yr，平均抬升速率為  $1.2\pm 0.8$  mm/yr；小崗山 1 號井為  $4.2\pm 0.7$  mm/yr、 $3.9\pm 0.7$  mm/yr、 $4.6\pm 1.3$  mm/yr，平均抬升速率為  $4.2\pm 0.9$  mm/yr；山腳下井為  $2.6\pm 0.8$  mm/yr(?)、 $4.5\pm 0.8$  mm/yr、 $4.4\pm 0.8$  mm/yr，平均抬升速率為  $4.4\pm 0.8$  mm/yr。由此四口鑽井之變動速率結果來看，西側的小崗山 3 號井和小崗山 2 號井抬升速率相近，東側的小崗山 1 號井和山腳下井抬升速率相較之下明顯增加。

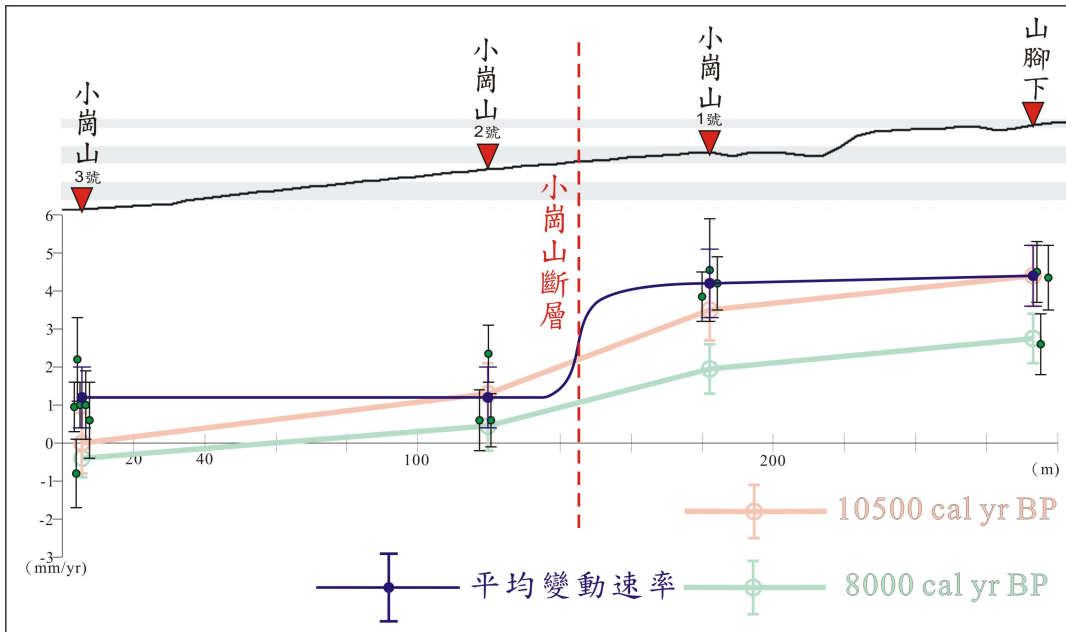


圖 4-10 D-D'剖面高程及地殼變動速率比對圖。

圖 4-10 利用 D-D'剖面建立的 8,000 cal yr BP 及 10,500 cal yr BP 兩個沉積等時線，配合等時線年代、深度及古環境所估算的各岩芯地殼變動速率比對圖。從 10,500 cal yr BP 以來的變動速率來看，小崗山 3 號井抬升速率為  $0\pm 0.8$  mm/yr，由西向東逐漸遞增，小崗山 2 號井為  $1.3\pm 0.8$  mm/yr，小崗山 1 號井為  $3.5\pm 0.8$  mm/yr，山腳下井為  $4.4\pm 0.8$  mm/yr。若從 8,000 cal yr BP 以來的變動速率來看，亦由西向東逐漸遞增，且較 10,500 cal yr BP 之抬升速率慢，小崗山 3 號井為  $-0.6\pm 0.7$  mm/yr，小

崗山 2 號井為  $0.5\pm 0.7$  mm/yr，小崗山 1 號井為  $2.0\pm 0.6$  mm/yr，山腳下井為  $2.7\pm 0.7$  mm/yr。

以上四條剖面，於不同構造分區中有相異之地殼變動速率，顯示本研究區域地下構造活動對各分區造成不同之影響，此差異為褶皺與逆衝斷層活動所造成，詳細分析部份將於第五章中加以討論。



## 第五章 討論

依據地形及地下構造的不同，將本研究區分為四個構造地形分區，由西向東依序為：濱海平原(對比台南地區大灣低地，為大灣向斜的延伸)、中洲台地(中洲背斜)、岡山低地(岡山向斜)及西部麓山帶前緣。濱海平原區為海岸線到中洲斷層之間，地勢低平，海拔約 0-5 公尺；中洲台地，具一向西傾斜的台地面，台地西緣為中洲斷層延伸至地表的大致位置，地勢平緩、略呈北高南低的趨勢，海拔約 5-25 公尺；岡山低地緊鄰在中洲台地東側，低地東側為小崗山斷層截切，岡山低地呈現北高南低，海拔約 0-10 公尺；西部麓山帶前緣以小崗山斷層為界，山麓包含了大、小崗山及半屏山等地，此區地勢起伏較大，海拔約 10-200 公尺。以下將探討本研究區域內沉積層特性及地殼變動速率在上述各構造地形分區的差異。

### 5.1 高雄海岸平原區沉積層特性

末次冰期時，海水面較現今低 120 公尺，冰期結束後，海水面快速上昇，現今西南部海岸平原區及西部麓山帶前緣地區皆被淹沒，大量的沉積物堆積在這些區域。觀察此區域所鑽取的岩芯後，得知在不同構造分區上的末次冰期以來(<18,000 yr BP)沉積層厚度有所不同。中洲背斜(中洲台地)上的鑽井，沉積層厚度由背斜軸部向兩翼增厚，且具有從北到南逐漸增厚趨勢，顯示中洲背斜有朝南傾沒的現象；濱海平原區及岡山向斜上的鑽井，沉積層厚度超過 140 公尺；西部麓山帶前緣區的鑽井，沉積層厚度從 50 公尺到 16 公尺不等。

根據沉積層序對比及  $^{14}\text{C}$  定年資料，本研究建立了四條對比剖面(圖 3-3、圖 3-4、圖 3-5 及圖 3-7)，剖面中皆含有至少一個沉積等時線，可從等時線變化趨勢得知沉積層的變形型態。圖 3-3、圖 3-4 和圖 3-5 剖面由於沉積層厚度相較於鑽井彼此之間的距離過小，所以在垂直方向放大約 30 倍，因此剖面圖中沉積變形實際上造成的傾角不大，在鑽井岩芯中無法直接觀察此變化。各構造地形分區中，沉

積層開始堆積的年代、變形型態與層序界限(SB1)深度都有差異，這些差異分述如下。

根據  $^{14}\text{C}$  定年資料，當 18,000 年前海進期開始後，在不同構造地形分區中，層序界限一(SB1)上的起始堆積年代各不相同。濱海平原區為 18,000-15,000 yr BP 之間，由海側往陸側堆積；中洲台地為 12,000-10,000 yr BP 之間，由兩側往中心堆積；岡山低地約在 15,000 yr BP 時開始有海進沉積物入侵堆積；西部麓山帶前緣則在 10,000-8,000 yr BP 期間才陸續開始有全新世沉積物的堆積。以上結果顯示末次冰期以來，各構造地形分區被海水淹沒的時間並不相同，海水淹沒各構造地形分區的時間若僅受控於海水面變動，根據其相對位置，中洲台地位於岡山低地西側，海水淹沒中洲台地的時間應早於岡山低地，若考慮地形高度影響，中洲台地相對岡山低地高差約 5-20 公尺，當時海水面上升速率約 10 mm/yr，因此若無其他因素影響，中洲台地遭海水淹沒的年代應該較岡山低地晚 500-2,000 年，顯示中洲台地當時受構造活動影響形成隆起的地形。

層序界限一(SB1)目前埋藏的深度在不同構造地形分區中也存在著極大的差異，濱海平原區位於井深約 200-140 公尺處，中洲台地位於井深約 110-40 公尺處，岡山低地位於井深約 140 公尺，西部麓山帶前緣則位在井深約 50-15 公尺處。若考慮海水面上升可形成的堆積空間與沉積層厚度之間的相對關係，如濱海平原區因海水面上升所形成的沉積空間在深度上應有 120-90 公尺不等，而其鑽井岩芯中所堆積的沉積物厚度卻有 200-140 公尺，顯示此區為沉降區，由此可推知濱海平原與岡山低地為沉降區，中洲台地與西部麓山帶前緣屬於抬升區。本研究於第四章所建立的四個剖面中，等時線之間所形成的沉積層厚度，在沉降區的厚度有略大於抬升區的趨勢，顯示這些變形應為沉積同時的變形。

根據本研究區域鑽井岩芯中沉積層序(附錄二)及  $^{14}\text{C}$  定年資料，試圖重建了此區的古海岸線環境變遷圖，共四個時期，分別如下所示。

(1) 18,000 yr BP(圖 5-1)

此時期為末次冰期全球海水面最低時，當時的海岸線位於現今海岸線的更海側(西側)，僅在現今興達港附近為沼澤濕地環境，其餘區域皆出露地表，受到大規模的風化及侵蝕作用，發育土壤層。

(2) 14,000 yr BP(圖 5-2)

此時海面上升，海水逐漸覆蓋了濱海平原區，並從現今左營港附近進入岡山低地中，呈現潮間帶環境，中洲台地與西部麓山帶前緣區尚處於陸地環境。

(3) 10,000 yr BP(圖 5-3)

海水面持續上升，海水覆蓋了大部分區域(濱海平原、中洲台地及岡山低地)。此時中洲台地已遭海水覆蓋，呈現潮間帶環境，岡山低地形成半封閉式的瀉湖環境，濱海平原區部分處於上遠濱環境(成功井及興達井)，海岸線退至西部麓山帶前緣區。

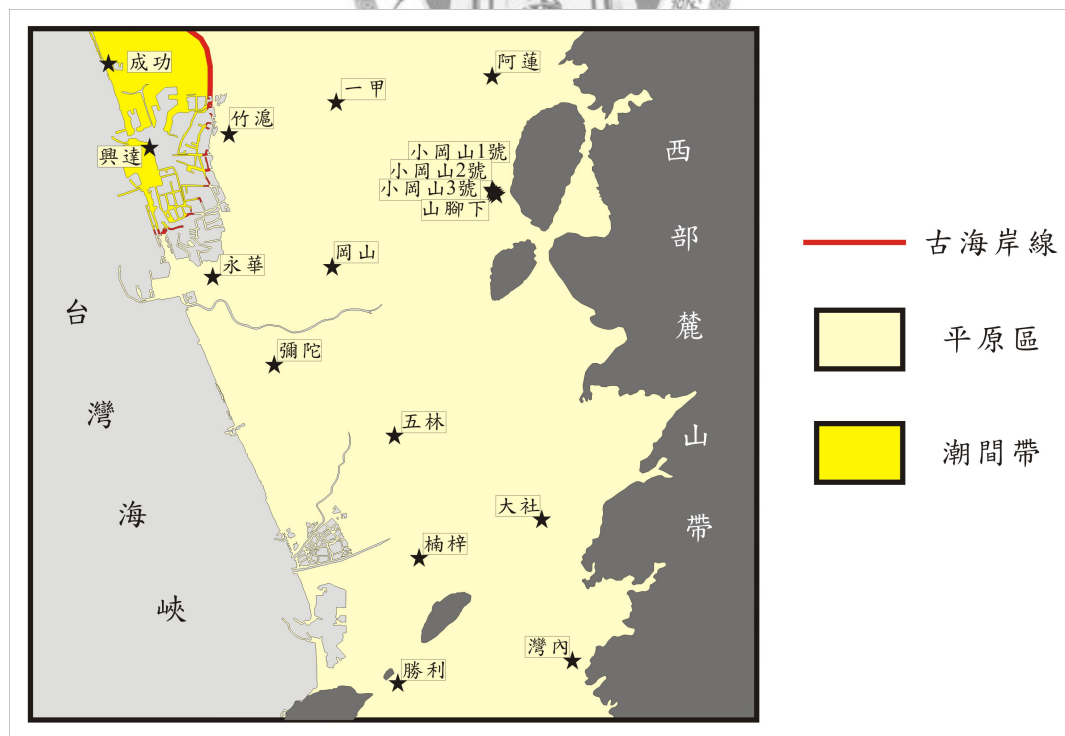


圖 5-1 18,000 年前高雄海岸平原區古沉積環境示意圖。



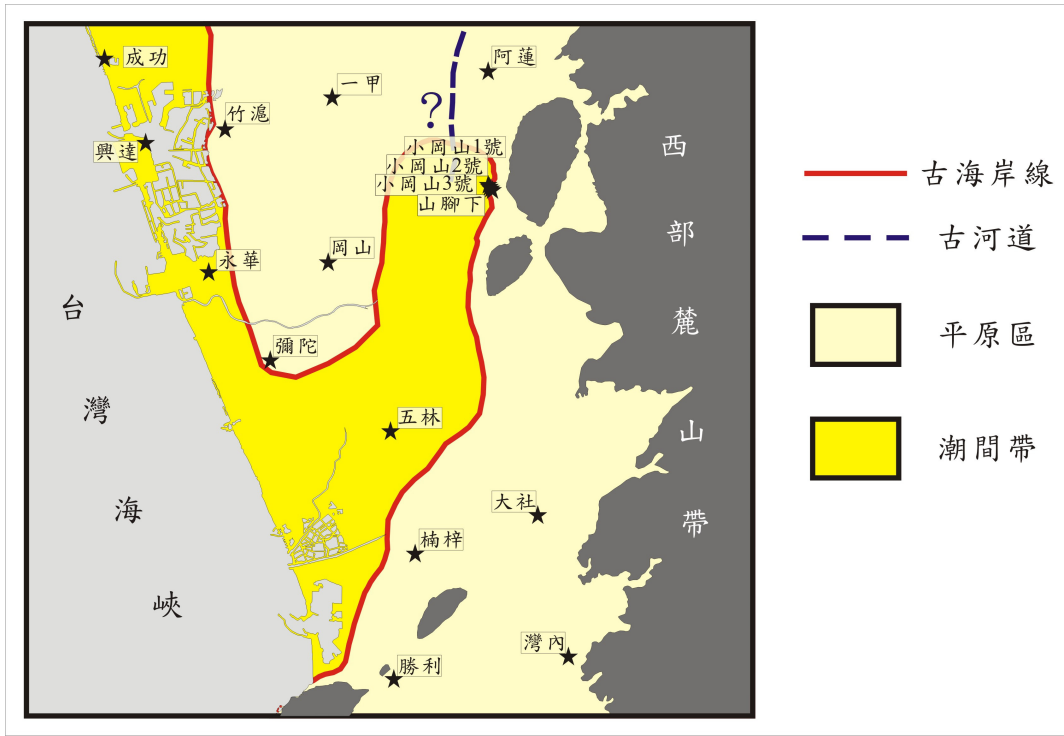


圖 5-2 14,000 年前高雄海岸平原區古沉積環境示意圖。

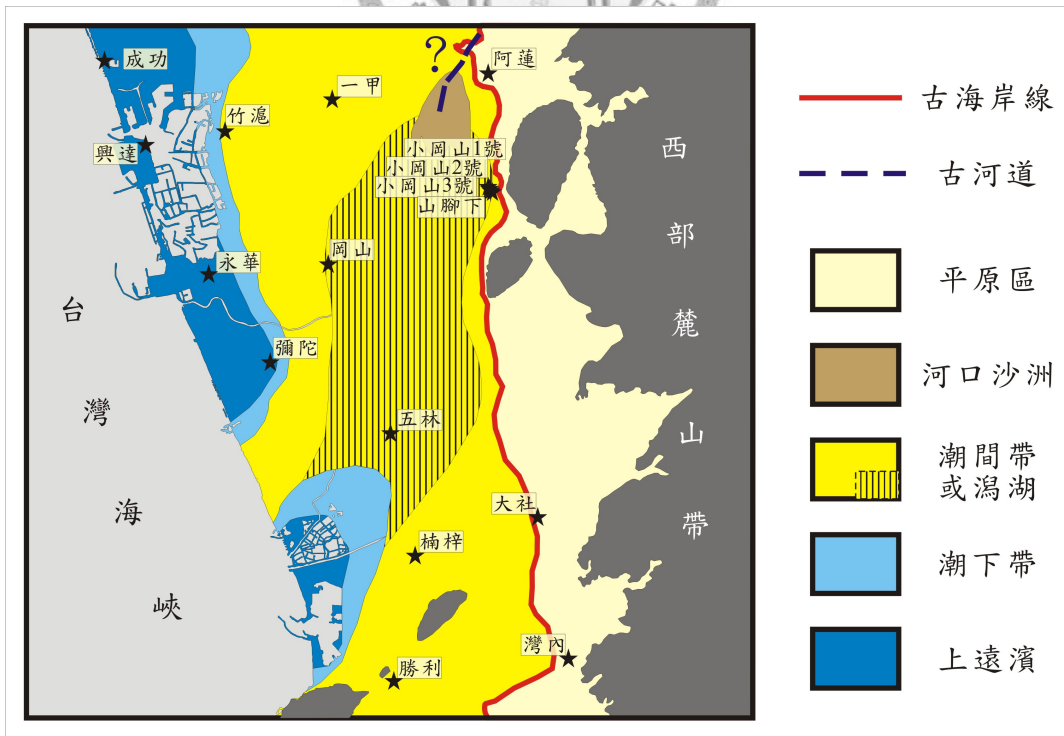


圖 5-3 10,000 年前高雄海岸平原區古沉積環境示意圖。

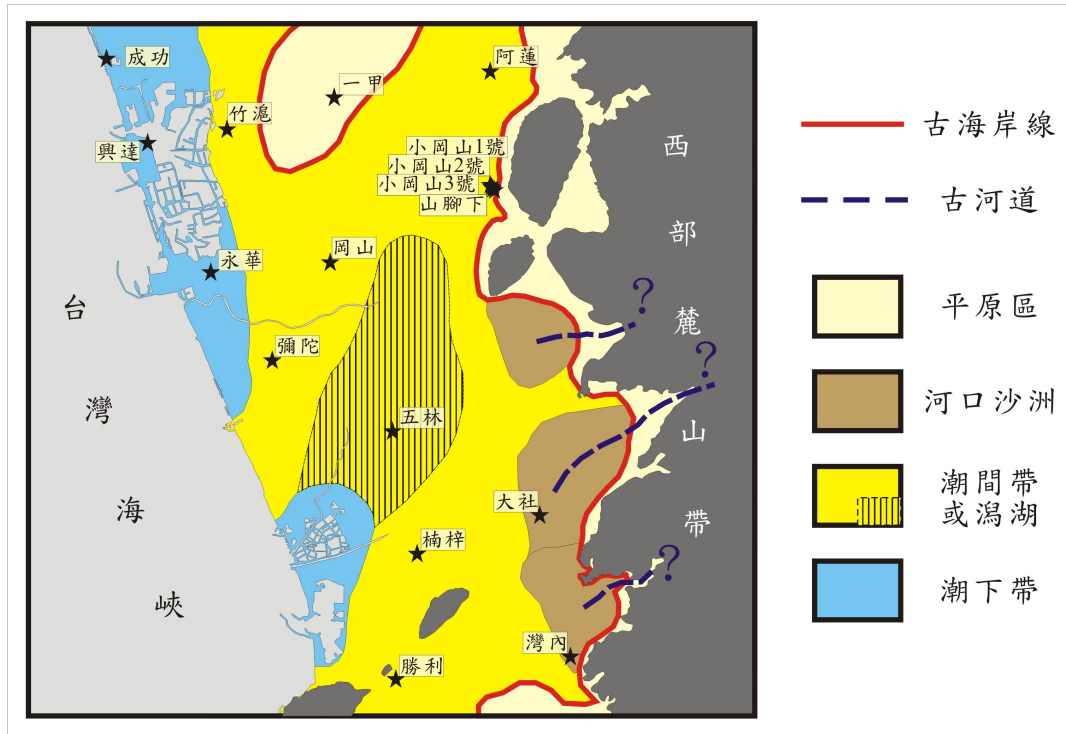


圖 5-4 6,000 年前高雄海岸平原區古沉積環境示意圖。

(4) 6,000 yr BP (圖 5-4)

此時海水面不再上升，沉積環境開始朝海側變淺，海岸線也朝海側遷徙。中洲台地已有部份出露地表(一甲井)，西部麓山帶前緣(大社井及灣內井)開始堆積河相沉積物，岡山低地中部份變淺為潮間帶環境，濱海平原區以潮下帶—潮間帶環境為主。

## 5.2 地殼變動速率

綜合第四章的估算結果，將各鑽井位置的垂直變動速率依據所處構造地形分區來討論。如圖 5-5，在濱海平原區和中洲台地上建立 E-E' 剖面，岡山低地和西部麓山帶前緣區上建立 F-F' 剖面，將本研究選取各鑽井的垂直變動速率依相對位置投影至 E-E' 及 F-F' 剖面上(圖 5-6)。E-E' 剖面選取的鑽井由西向東依序為濱海平原區的成功井、興達井和永華井，中洲台地的竹滬井、彌陀井、一甲井及岡山井。

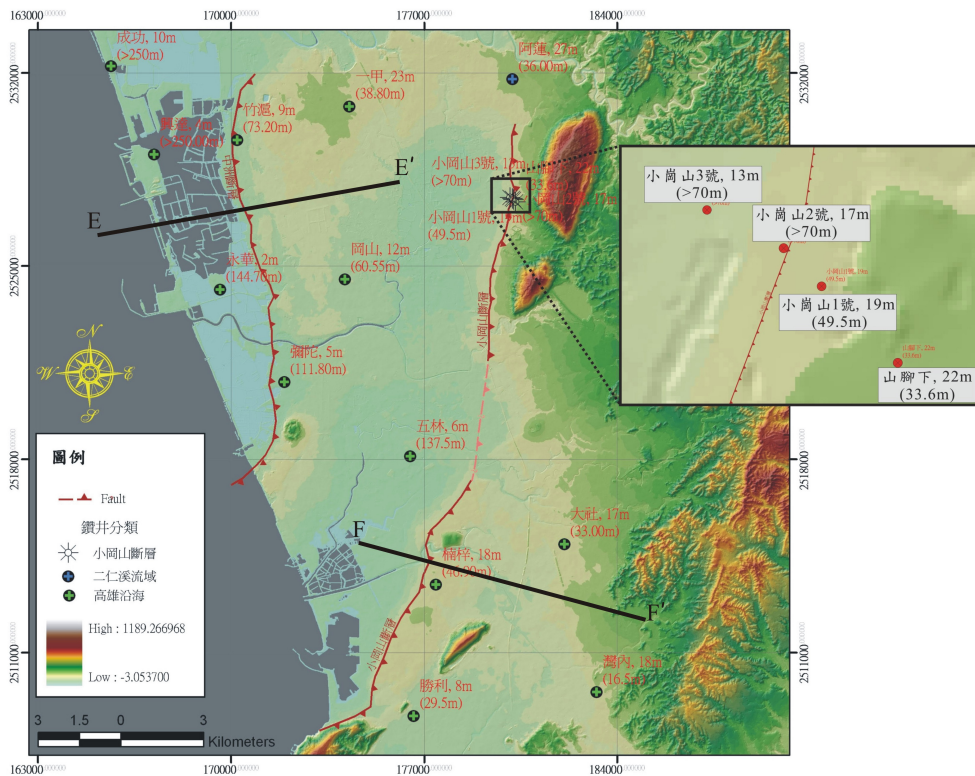


圖 5-5 本研究 E-E'、F-F'剖面位置圖。

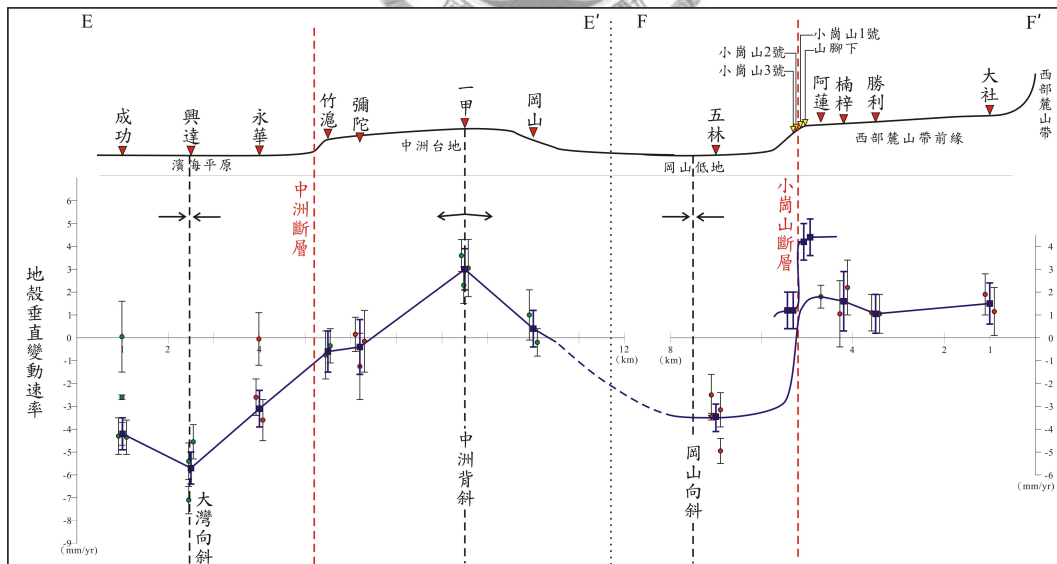


圖 5-6 E-E'和 F-F'剖面垂直變動速率變化圖。圖上方為鑽井位置及地形示意圖。

由 E-E'剖面(圖 5-6)可看出濱海平原區的鑽井皆處於沉降狀態，興達井沉降速率最快為  $-5.7 \pm 0.7$  mm/yr，相較興達井位置偏北的成功井沉降速率為  $-4.2 \pm 0.7$

mm/yr，兩者間些微的差距可能受到本區域的褶皺構造(中洲背斜和岡山向斜)皆朝南隱沒所影響，往東的永華井沉降速率為 $-3.1\pm 0.8$  mm/yr，顯示沉降速率由海側朝陸側遞減。濱海平原區對比台南地區應屬於大灣低地，大灣低地(大灣向斜)平均沉降速率為 $2.1\pm 0.8$  mm/yr(周飛宏,2007)，相較濱海平原區平均沉降速率慢，為 $4.3\pm 0.7$  mm/yr。中洲台地上的變動速率由西側的竹滬井和彌陀井的 $-0.6\pm 0.9$  mm/yr 和 $-0.4\pm 1.2$  mm/yr 到台地中心一甲井的 $3.0\pm 0.9$  mm/yr，再到台地東側岡山井的 $0.4\pm 0.9$  mm/yr，呈現抬升速率由台地中心往兩側遞減狀態，此現象與中洲台地地下背斜構造以及地形面相吻合。中洲斷層應位於永華井與竹滬井之間，由斷層兩側的抬升與沉降現象來看，垂直變動速率往斷層處趨近於零，可看出中洲斷層上下盤鑽井的變動速率呈漸變的變化。

F-F'剖面(圖 5-6)南段的鑽井由西向東依序為位在岡山低地的五林井及西部麓山帶前緣區的阿蓮井、楠梓井、勝利井和大社井(灣內井內缺定年資料)，北段的鑽井由西向東依序為小崗山 3 號井、小崗山 2 號井、小崗山 1 號井及山腳下井。

南段剖面圖中，岡山低地的鑽井僅五林井一口，呈現沉降狀態，沉降速率為 $-3.5\pm 0.6$  mm/yr，越過小崗山斷層後進入西部麓山帶前緣區，西部麓山帶前緣區呈現抬升狀態，抬升速率由西向東依序為 $1.8\pm 0.5$  mm/yr(阿蓮井)、 $1.6\pm 1.3$  mm/yr(楠梓井)、 $1.1\pm 0.8$  mm/yr(勝利井)和 $1.5\pm 0.9$  mm/yr(大社井)，平均抬升速率為 $1.5\pm 0.9$  mm/yr。西部麓山帶前緣屬於抬升區且抬升速率相近，小崗山斷層位於五林井和楠梓井之間，斷層西側的岡山低地屬於沉降區、東側的西部麓山帶前緣屬於抬升區，由於斷層下盤的五林井處在岡山向斜的向斜軸附近，其沉降速率應大於接近斷層處的沉降速率，所以此處小崗山斷層垂直錯移速率應小於 $5.0\pm 1.5$  mm/yr。

F-F'北段剖面的鑽井分布在小崗山斷層上下盤兩側，下盤的小崗山 3 號井和小崗山 2 號井抬升速率皆為 $1.2\pm 0.8$  mm/yr，上盤的小崗山 1 號井和山腳下井抬升速率分別為 $4.2\pm 0.9$  mm/yr 和 $4.4\pm 0.8$  mm/yr，平均抬升速率為 $4.3\pm 0.8$  mm/yr。由於小崗山 3 號井和小崗山 2 號井皆處於抬升狀態，應尚處在斷層變形帶之上，推測小

崗山 3 號井的外側應還有小崗山斷層的分支斷層存在，故小崗山斷層的垂直錯移速率應大於山腳下井與小崗山 3 號井的垂直變動差異( $3.2\pm 1.6$  mm/yr)。

### 5.3 高雄海岸平原區地下構造特性

板塊碰撞造成台灣西南部產生一系列的褶皺—逆衝斷層帶，因此在高雄海岸平原區上存在著小崗山斷層、岡山向斜、中洲背斜、中洲斷層和大灣向斜等坐落在一滑脫面上的地下構造(圖 5-8)。以下將利用本研究所估算的地殼變動速率來探討各斷層的變動特性。

#### 5.3.1 中洲斷層

依據中洲台地與濱海平原區的鑽井岩芯紀錄、沉積層特性及地殼變動速率的差異，推測在中洲台地下存在一向東傾斜的逆衝斷層(杜維善等，1966；陳文山，2004)。一甲井和竹滬井岩芯的全新世沉積層以不整合覆蓋在已傾斜的基盤(六雙層)之上，與濱海平原區中同時期沉積層相對比，推論在中洲斷層長期作用下，應該已經造成六雙層基盤的錯移，也造成全新世沉積層的變形。

由圖 5-6 可知，地殼垂直變動速率由中洲背斜軸部一甲井的 2—4 mm/yr，往中洲斷層方向遞減到彌陀井及竹滬井的 1—1 mm/yr，再往西繼續遞減到永華井的 -2—-4 mm/yr，垂直變動速率在中洲背斜呈現由軸部逐漸往翼部遞減的型態，表現出褶皺的變形特性，其地下構造可能為斷層擴展褶皺(fault-propagation fold)的模式，斷層活動時造成其上岩層產生褶皺變形(圖 5-7)，若能利用面積守恆的原理回推此區域地下平衡剖面，可得知斷層在滑脫面上的縮短量。由於缺乏平衡剖面的建立及更多大地測量資料的蒐集，本研究尚無法估算中洲斷層真正的滑移速率。

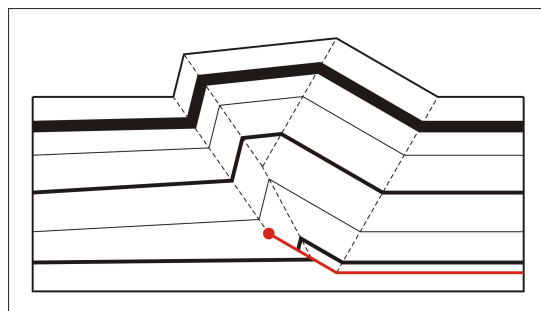


圖 5-7  
斷層擴展褶皺  
(fault-propagation fold)  
的示意圖。

### 5.3.2 小崗山斷層

依據在小崗山線形兩側的鑽井岩芯紀錄、沉積層特性及地殼變動速率的差異，推測在小崗山線形下有一向東傾斜的逆衝斷層，截切岡山向斜的東翼。山腳下井和小崗山 1 號井岩芯的全新世沉積層分別於井下 33.6 公尺及 49.5 公尺處以不整合覆蓋在傾斜的基盤(古亭坑層)之上，而小崗山 2 號井和小崗山 3 號井則於井下 70 公尺內未見基盤出現。位於小崗山斷層上盤的山腳下井(200 公尺)與小崗山 1 號井(100 公尺)皆未鑽穿斷層帶，故無法判斷斷層面傾角，但可依據鑽井內古亭坑層中密集的剪切面推測斷層面傾角為 50-70 度。依據各鑽井岩芯的  $^{14}\text{C}$  定年資料在小崗山剖面(圖 3-7, 圖 4-9)上建立了 8,000 cal yr BP 及 10,500 cal yr BP 兩條等時線，由等時線在地形崖坡處陡降可知沉積層已受到構造影響而產生變形，且由兩條等時線所夾之沉積層厚度變化由東向西增厚可推測為生長斷層或活動褶皺(growth fault or active folding)的影響。由上覆的沉積層並未受到斷層帶剪切作用影響推測小崗山斷層為一盲斷層，並未截穿至地表，僅造成上覆全新世沉積層褶曲變形。

圖 5-6 中，F-F'剖面可觀察到垂直變動速率在小崗山斷層的上下盤有劇烈的變化，且可看出小崗山斷層在南北兩段具有不同的抬升速率：大、小崗山西側的鑽井(山腳下井、小崗山 1 號井、小崗山 2 號井和小崗山 3 號井)資料顯示在斷層上盤的垂直變動速率為  $4.3\pm 0.8$  mm/yr，下盤為  $1.2\pm 0.8$  mm/yr；南段的麓山帶區鑽井屬於小崗山斷層上盤，而其平均垂直變動速率為  $1.5\pm 0.9$  mm/yr。北段的變動速率明顯大於南段的變動速率，所以斷層滑移速率應分成南北兩段來討論，由小崗山斷層北段四口鑽井的結果顯示小崗山斷層在此處的垂直錯移速率大於  $3.2\pm 1.6$  mm/yr，斷層傾角若為 60 度，此處斷層面上的淨滑移速率(net slip rate)則大於  $3.7\pm 1.9$  mm/yr。而由阿蓮井、大社井、楠梓井、勝利井及五林井的分析結果顯示，小崗山斷層上盤(西部麓山帶前緣區)與下盤(岡山向斜)的平均垂直錯移速率小於  $5.0\pm 1.5$  mm/yr。同上以 60 度做為斷層面傾角來計算，則小崗山斷層的淨滑移速率應小於  $5.8\pm 1.8$  mm/yr。

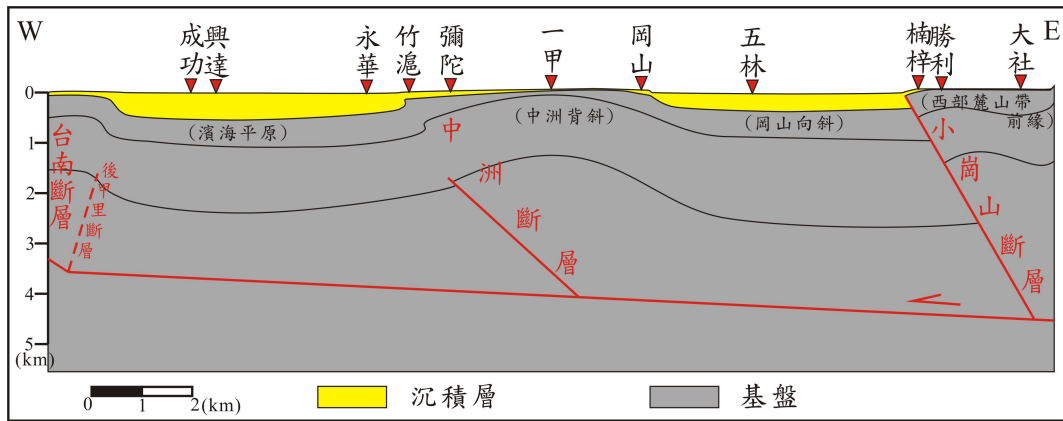


圖 5-8 高雄海岸平原區地下構造剖面示意圖。



## 第六章 結論

由高雄海岸平原區鑽井岩芯沉積層的沉積環境、沉積層序分析及地殼變動速率分析的結果，有下列幾點看法：

一. 高雄海岸平原區末次冰期以來沉積環境的演化，可分為下列五個時期。

(1) 18,000 yr BP 之前(圖 5-1)

在末次冰期最盛時期(23,000—18,000 年前)，古海水面相較於現今下降了 120 公尺，冰期結束後，海水面開始上升。

(2) 18,000—15,000 yr BP

16,000 yr BP 前，大部分區域(中洲台地、岡山向斜、西部麓山帶前緣區及部分濱海平原區)都出露地表為陸地環境，地表受到風化形成土壤層，僅在現今興達井、成功井附近的濱海平原區堆積低水位體系域沉積物(圖 5-1)。之後海水面持續上升，在 15,000 yr BP 時，淹沒了整個濱海平原區，海水從現今左營港處進入並淹沒岡山向斜區，土壤層(SB1)之上堆積海相沉積物(潮間帶環境)。此時，中洲台地及西部麓山帶前緣區依然出露地表(圖 5-2)。

(3) 15,000—10,000 yr BP

此階段海水面持續上升，約 12,000 yr BP 時，海水從中洲台地南端往北開始覆蓋，於 10,000 yr BP 時，海水已經覆蓋整個中洲台地，此時僅剩西部麓山帶前緣的阿蓮井和大社井出露地表(圖 5-3)。此階段濱海平原區的環境轉變為潮下帶—上遠濱環境，岡山向斜內形成瀉湖環境，中洲台地上為潮間帶環境。

(4) 10,000—6,000 yr BP

海水面持續上升，約 8,000 yr BP 時達到最大海漫面，6,000 yr BP 時海水面開始趨於穩定，不再大幅度變動。10,000—8,000 yr BP 時，海水面覆蓋整個中洲台地，中洲台地上為潮間帶—潮下帶環境，此時濱海平原區變深為上遠濱環境，岡山向



斜區為潟湖環境，西部麓山帶前緣區域為潮間帶環境。8,000—6,000 yr BP，環境逐漸變淺，濱海平原區變為上遠濱—潮下帶環境，岡山向斜內逐漸變淺為潮間帶環境，中洲台地北側在約 6,500 yr BP 時轉變為河相並開始出露地表，西部麓山帶前緣亦於差不多同時出露地表(圖 5-4)。

#### (5) 6,000 yr BP 到現今

此時期海水面大致保持不變，但隨著沉積物不斷增加，沉積環境逐漸變淺，濱海平原轉變為潮下帶—潮間帶環境，岡山向斜的沉積環境主要為潮間帶環境，中洲台地由北而南在 6,500 yr BP 到 5,000 yr BP 陸續隆起出露地表。隨著沉積物的堆積，直至今日，整個高雄海岸平原區變為陸地環境。

二. 高雄海岸平原區可依不同之地殼變動速率將此區分為四個構造地形分區：濱海平原、中洲台地、岡山低地及西部麓山帶前緣地區。濱海平原對比至北側的構造屬於大灣低地(大灣向斜)為沉降區，平均沉降速率為 $-4.3\pm 0.7$  mm/yr；中洲台地(中洲背斜)為抬升區，抬升速率從背斜軸部的  $3.0\pm 0.9$  mm/yr 往兩翼遞減為 $-0.2\pm 0.9$  mm/yr；岡山低地(岡山向斜)為沉降區，沉降速率為 $-3.5\pm 0.6$  mm/yr；西部麓山帶前緣為抬升區，平均抬升速率為  $1.5\pm 0.9$  mm/yr。

三. 中洲台地的隆起為中洲斷層活動所造成，中洲斷層為一向東傾斜的逆衝斷層。在斷層長期活動下，應該已造成六雙層基盤錯移及上覆全新世沉積層的變形。晚更新世以來，中洲斷層的活動造成中洲背斜的形成，伴隨中洲背斜的活動使得中洲台地上地殼變動速率有不同變化。

四. 小崗山斷層為一向東傾斜的盲斷層，僅造成地表全新世沉積層褶曲變形。斷層面藉由岩芯中古亭坑層基盤之密集斷層剪切面推測為 50-70 度。小崗山斷層北段變形帶上垂直錯移速率 $\geq 3.2\pm 1.6$  mm/yr，其淨滑移速率 $\geq 4.0\pm 2.3$  mm/yr；而小崗山斷層南段的垂直錯移速率 $\leq 5.0\pm 1.5$  mm/yr，淨滑移速率 $\leq 6.1\pm 2.4$  mm/yr。

## 參考文獻

中文部份：

- 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(2004) 從構造地形探討嘉南地區的活動構造。經濟部中央地質調查所彙刊，第 17 期，53-77 頁。
- 中國石油公司臺灣油礦探勘總處(1992) 高雄地質圖，比例尺十萬分之一。中國石油公司。
- 耿文溥(1981) 台南以東丘陵區之地質。經濟部中央地質調查所彙刊，第一號，1-33 頁。
- 周飛宏(2007) 從全新世沉積層序探討台南地區褶皺-逆衝斷層帶的特性。國立台灣大學地質科學研究所碩士論文，共 115 頁。
- 陳文山、松多信尚、石瑞銓、楊志成、游能悌、朱耀國、陳志壕、林啟文、劉桓吉、盧詩丁、劉彥求、林燕慧、陳柏村(2009) 臺灣西部平原區隱伏在全新世沉積層下的新期構造—以小崗山斷層為例。經濟部中央地質調查所特刊，第 23 號
- 饒瑞鈞、李元希、胡植慶(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97年研究報告，共118頁。
- 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。國立台灣大學地質研究所博士論文，共158頁。
- 景國恩、饒瑞鈞、李建成、胡植慶、侯進雄(2008) 由1995-2005年之GPS觀測資料探討台灣西南部之地殼變形。經濟部中央地質調查所特刊，第20號，17-31頁。

英文部分：

- Bourgeois, J. (1980) A transgressive shelf sequence exhibiting hummocky stratification: the Cape Sebastian Sandstone (Upper Cretaceous), southwestern Oregon, *J. Sedi. Petrol.*, 50, 681-702.
- Bown, T. M. and Kraus, M. J. (1987) Integration of channel and floodplain suites, I. Developmental sequence and lateral relations of alluvial paleosols, *J. Sedi. Petrol.*, 57, 587-601.
- Bull, W. B. (1972) Recognition of alluvial-fan deposits in the stratigraphic record, *In* Rigby, J. K. and Hamblin, W. K. (eds) *Recognition of Ancient Sedimentary Environments. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Pub.*, 16, 63-83.
- 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*(2001) 113, 10, 1247-1271
- Chen, Y. G. and Liu, T. K. (1996) Sea Level Changes in the Last Several Thousand Years, Penghu Islands, Taiwan Strait, *Quaternary Research*, 45, 3, 254-262.
- Chun, S. S. and Chough, S. K. (1995) The Cretaceous Uhangri Formation, SW Korea: lacustrine margin facies, *Sedimentology*, 42, 293-322.
- Church, J. A., Gregory, J. M., Huybrechts, P., Kuhn, M., Lambeck, K., Nhuan, M. T., Qin, D. and Woodworth, P. L. (2001) Changes in Sea Level. *In* Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguer, M., van der Linden, P., Dai, X., Maskell, K. and Johnson, C.I.(eds) *Climate Change. The Scientific Basis. Contribution of Working Group 1 to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press*, 639-694.
- Clifton, H. E., Hunter, R. E. and Phillips, R. L. (1971) Depositional structures and processes in the non-barred high-energy nearshore. *J. Sedi. Petrol.*, 41, 651-670.

- Collision, J. D. (1986) Alluvial sediments. In Reading, H. G. (ed) *Sedimentary Environments and Facies*, 2<sup>nd</sup> Edition. Blackwell Sci. Pub., Oxford, 20-62.
- Covey, M. (1984) Lithofacies analysis and basin reconstruction, Plio-Pleistocene western Taiwan foredeep: *Petrol. Geol. Taiwan*, 20, 53-83.
- Dalrymple, R. W. (1992) Tidal depositional systems. In Walker, R. G. and James, N. P. (eds) *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geol. Assoc. Can., Waterloo, Ontario, 195-218.
- Dalrymple, R. W., Zaitlin, B. A. and Boyd, R. (1992) Estuarine facies models: Conceptual Basis and Stratigraphic Implications. *J. Sedim. Petrol.*, 62, 1130-1146.
- Dam, G. and Andreasan, F. (1990) High-energy ephemeral stream deltas; an example from the Upper Silurian Holmestrand Formation of the Oslo region, Norway. *Sedi. Geol.*, 66, 197-225.
- Dott, R. H. Jr. and Bourgeois, J. (1982) Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 663-680.
- Emery, D. and Myers, K. J. (eds)(1996) *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science Ltd., Oxford, 297pp.
- Fruneau, B., Pathier, E., Raymond, D., Deffontaines, B., Lee, C. T., Wang, H. T., Angelier, J., Rudant, J. P. and Chang, C. P. (2001) Uplift of Tainan Tableland (SW Taiwan) revealed by SAR interferometry. *Geophysical Research Letters*, 28, 3071-3076.
- Galloway, W. E. and Hobday, D. K. (1996) *Terrigenous Clastic Depositional Systems-Applications to Fossil Fuel and Groundwater Resources*, 2<sup>nd</sup> Edition. Springer-Verlag, Berlin, 489pp.
- Harms, J. C., Southard, J. B. and Walker, R. G. (1982) Structures and Sequences in Clastic Rocks. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Short Course Notes*, 9, 249pp.
- Harevy, A. M. (1984) Debris flows and fluvial deposits in Spanish Quaternary alluvial

- fans: implications for fan morphology. *In* Koster, E. H. Steel, R. J. (eds) *Sedimentology of Gravels Conglomerates. Can. Soc. Petro. Geol. Mem.*, 10, 123-132.
- Hsieh, S. H. (1972) Subsurface Geology and Gravity Anomalies of the Tainan and Chungchou Structures of the Coastal Plain of Southwestern Taiwan: *Petrol. Geol. Taiwan*, 10, 323-338.
- Huang, S. T., Yang, K. M., Hung, J. H., Wu, J. C., Ting, H. H., Mei, W. W., Hsu, S. H., Lee, M. (2004) Deformation front development at the northeast margin of the Tainan basin, Tainan-Kaohsiung area, Taiwan: *Marine Geophysical Researches*, 25, 139-156.
- Klein, G. deV. (1971) A sedimentary model for determining paleotidal range. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, 2585-2592.
- Kochel, R. C. and Johnson, R. A. (1984) Geomorphology and sedimentology of humid-temperate alluvial fans, central Virginia. *In* Koster, E. H. and Steel, R. J. (eds) *Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Can. Soc. Petro. Geol. Mem.*, 10, 109-122.
- Kraus, M. J. (1987) Integration of channel and floodplain suites, II. Vertical relations of alluvial paleosols. *J. Sedi. Petrol.*, 57, 602-612.
- Kraus, M. J. and Aslan, A. (1993) Eocene hydromorphic paleosols: significance for interpreting ancient floodplain processes. *J. Sedi. Petrol.*, 63, 453-463.
- Lacombe, O., Mouthereau, F., Deffontaines, B., Angelier, J., Chu, H. T. and Lee, C.T. (1999) Geometry and quaternary kinematics of fold-and-thrust units of southwestern Taiwan. *Tectonics*, 18, 6, 1198-1223.
- McCathy, P. J. and Plint, A. G. (1998) Recognition of interfluvial sequence boundaries: Integrating paleopedology and sequence stratigraphy, *Geology*, 26, 5, 387-390.
- Miall, A. D. (1977) A review of the braided-river depositional environment. *Earth Sci.*

*Rev.*, 13, 77-82.

Miall, A. D. (1978) Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits. In Miall, A. D. (ed) *Fluvial Sedimentology*. *Can. Soc. Petro. Geol. Mem.*, 5, 579-604.

Miall, A. D. (1985) Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.*, 22, 261-308.

Miall, A. D. (1992) Alluvial deposits. In Walker, R. G. and James, N. P. (eds) *Facies Models: Response to Sea Level Change*. *Geol. Assoc. Can., Waterloo, Ontario*, 119-142.

Miall, A. D. (1996) The Geology of Fluvial Deposits-Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. *Springer-Verlag, Berlin*, 582pp.

Middleton, G. V. and Hampton, M. A. (1973) Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In Middleton, G. V. and Bouma, A. H. (eds) *Turbidites and Deep-water Sedimentation*. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Short Course Notes, Pacific Section*, 1-38.

Nemec, W. and Steel, R. J. (1984) Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In Koster, E. H. and Steel, R. J. (eds) *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. *Can. Soc. Petro. Geol. Mem.*, 10, 1-31.

Pan, Y. S. (1968) Interpretation and seismic coordination of the Bouguer gravity anomalies over southwestern Taiwan: *Petrol. Geol. Taiwan*, 6, 197-207.

Posamentier, H. W. and Vail, P. R. (1988) Eustatic controls on clastic deposition II—sequence and systems tract models. In Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A. and Van Wagoner, J. (eds) *Sea-Level Change: an Integrated Approach*. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Pub.*, 42, 125-154.

- Posamentier, H. W., Jervey, M. T. and Vail, P. R. (1988) Eustatic controls on clastic deposition. I — conceptual framework. *In* Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A. and Van Wagoner, J. (eds) *Sea-Level Change: an Integrated Approach. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Pub.*, 42, 109-124.
- Reading, H. G. (1986) Facies. *In* Reading, H. G. (ed) *Sedimentary Environments and Facies*, 2<sup>nd</sup> Edition. *Blackwell Sci. Pub., Oxford*, 4-19
- Reading, H. G. (1996) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 3<sup>rd</sup> Edition. *Blackwell Science Ltd., Oxford*, 688pp.
- Reading, H. G. and Levell, B. K. (1996) Controls on the sedimentary rock record. *In* Reading, H. G. (ed) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 3<sup>rd</sup> Edition. *Blackwell Science Ltd., Oxford*, 5-36.
- Reading, H. G. and Collinson, J. D. (1996) Clastic coast. *In* Reading, H. G. (ed) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 3<sup>rd</sup> Edition. *Blackwell Science Ltd., Oxford*, 154-231.
- Reineck, H. E. and Singh, I. B. (1980) *Depositional Sedimentary Environments*, 2<sup>nd</sup> Edition. *Springer-Verlag, Berlin*, 549pp.
- Reineck, H. E. and Wunderlich, F. (1968) Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, 11, 99-104.
- Rohling, E. J., Fenton, M., Jorissen, F. J., Bertrand, P., Ganssen, G. and Caulet, J.P. (1998) Magnitudes of sea-level lowstands of the past 500000 years. *Nature*, 394, 162-165.
- Rust, B. R. (1978) Depositional model for braided alluvium. *In* Miall, A. D. (ed) *Fluvial Sedimentology*, *Can. Soc. Petro. Geol. Mem.*, 5, 605-626.
- Rust, B. R. and Koster, E. H. (1984) Coarse alluvial deposits. *In* Walker, R. G. (ed) *Facies Models*, 2<sup>nd</sup> Edition. *Geol. Assoc. Can., Reprint Ser. 1, Waterloo, Ontario*,

53-70.

Sun, S. C., (1963) The reef limestones and the geologic structures in the vicinity of Kaohsiung city, Taiwan: Mr. Lin's Jubilee Volume, *Petrol. Geol. Taiwan*, 2, 47-64.

Sun, S. C., (1964) Photogeologic study of the Tainan-Kaohsiung coastal plain area, Taiwan: *Petrol. Geol. Taiwan*, 3, 39-51.

Swift, D. J. P., Figueiredo, A. G. Jr., Freeland, G. L. and Oertel, G. F. (1983) Hummocky cross-stratification and megaripples: A geological double standard? *J. Sedi. Petrol.*, 53, 1295-1317.

Swift, D. J. P., Philips, S. and Thorne, J. A. (1991) Sedimentation on continental margins, IV: lithofacies and depositional systems. In Swift, D. J. P., Tillman, R. W. and Thorne, J. A. (eds) *Shelf Sand and Sandstone Bodies. Spec. Pub. Int. Assoc. Sedi.*, 14, 89-152.

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

Terwindt, J. H. J. (1988) Palaeo-tidal reconstructions of inshore tidal depositional environments. In de Boer, P. L., van Gelder, A. and Nio, S. D. (eds) *Tide-influenced Sedimentary Environments and Facies. Reidel, Dordrecht*, 233-263.

Vail, P. R. (1987) Seismic stratigraphy interpretation procedure. In Bally, A. W. (ed) *Atlas of seismic stratigraphy. Am. Assoc. Petroleum Geology Studies in Geology*, 27, 1-10.

Van Straaten, L. M. J. U. (1954) Composition and structure of recent marine sediments in the Netherlands Leidse. *Geol. Med.* XIX, 1-110.

Van Straaten, L. M. J. U. (1961) Sedimentation in tidal flat areas. *J. Alberta soc. Petrol Geol.*, 9, 203-226.

















Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S. and Hardenbol, J. (1988) An overview of the fundamentals of sequence



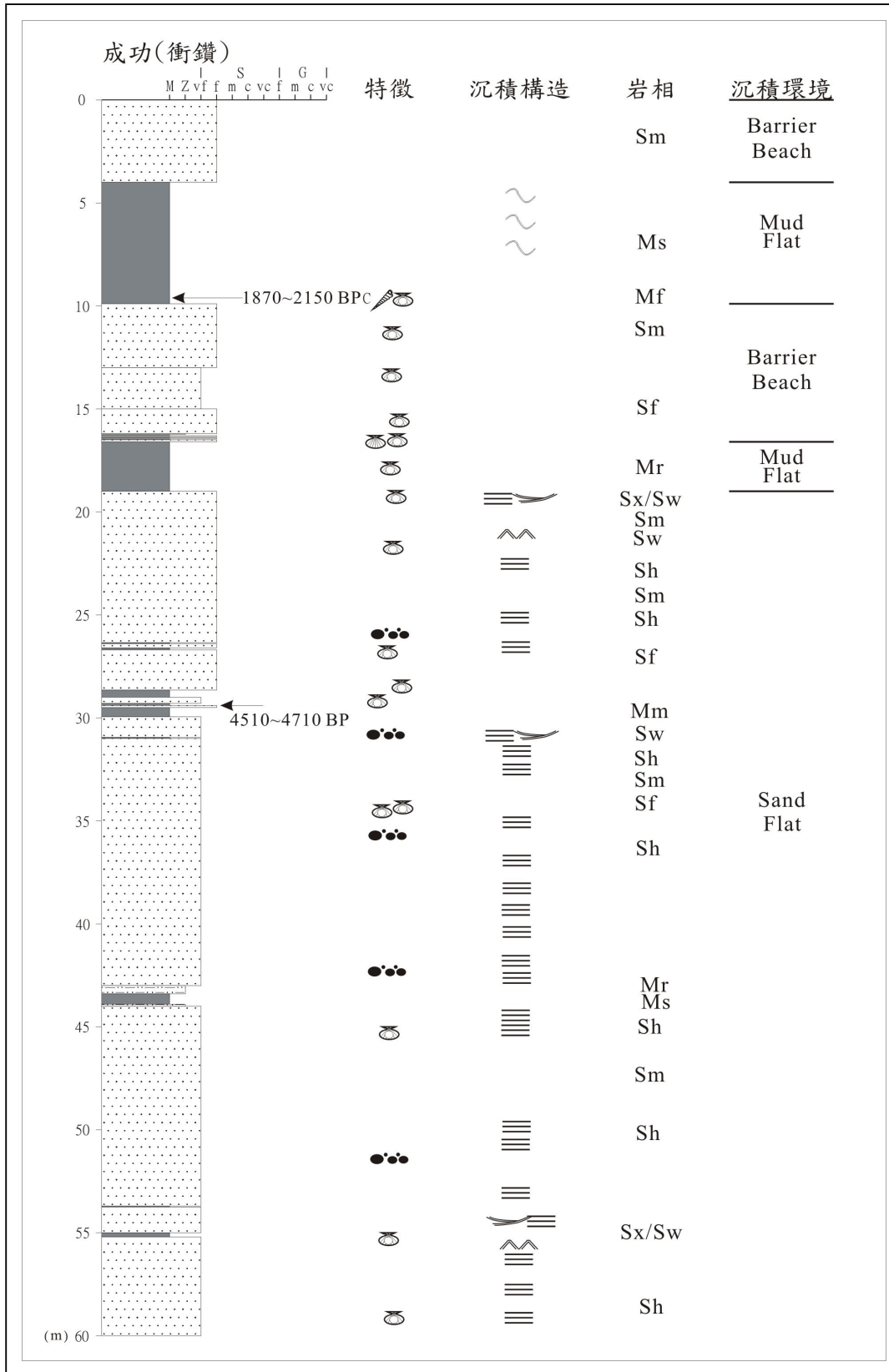
- stratigraphy and key definitions. In Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A. and Van Wagoner, J. (eds) *Sea-Level Change: an Integrated Approach. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Pub.*, 42, 39-45.
- Van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M. Jr., Campion, K. M. and Rahmanian, V. D. (1990) Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-resolution Correlation of Time and Facies. *Am. Assoc. Petro. Geol. Methods in Exploration Ser.*, 7, 55pp.
- Walker, R. G. (1984) Shelf and shallow marine sands. In Walker, R. G. (ed) *Facies models, 2<sup>nd</sup> Edition. Geol. Assoc. Can., Waterloo, Ontario*, 1-14.
- Walker, R. G. (1992) General Introduction: Facies Sequence and Facies Models. In Walker, R. G. and James, N. P. (eds) *Facies Models: Response to Sea Level Change. Geol. Assoc. Can., Waterloo, Ontario*, 1-14.
- Walker, R. G. (1992) Wave- and Storm-Dominated Shallow Marine Systems. In Walker, R. G. and James, N. P. (eds) *Facies Models: Response to Sea Level Change. Geol. Assoc. Can., Waterloo, Ontario*, 219-238.
- Walker, R. G., Duke, W. L. and Leckie, D. A. (1983) Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences: Discussion. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 1245-1249.
- Walker, R. G. and Plint, A. G. (1992) Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In Walker, R. G. and James, N. P. (eds) *Facies Models: Response to Sea Level Change. Geol. Assoc. Can., Waterloo, Ontario*, 219-238.

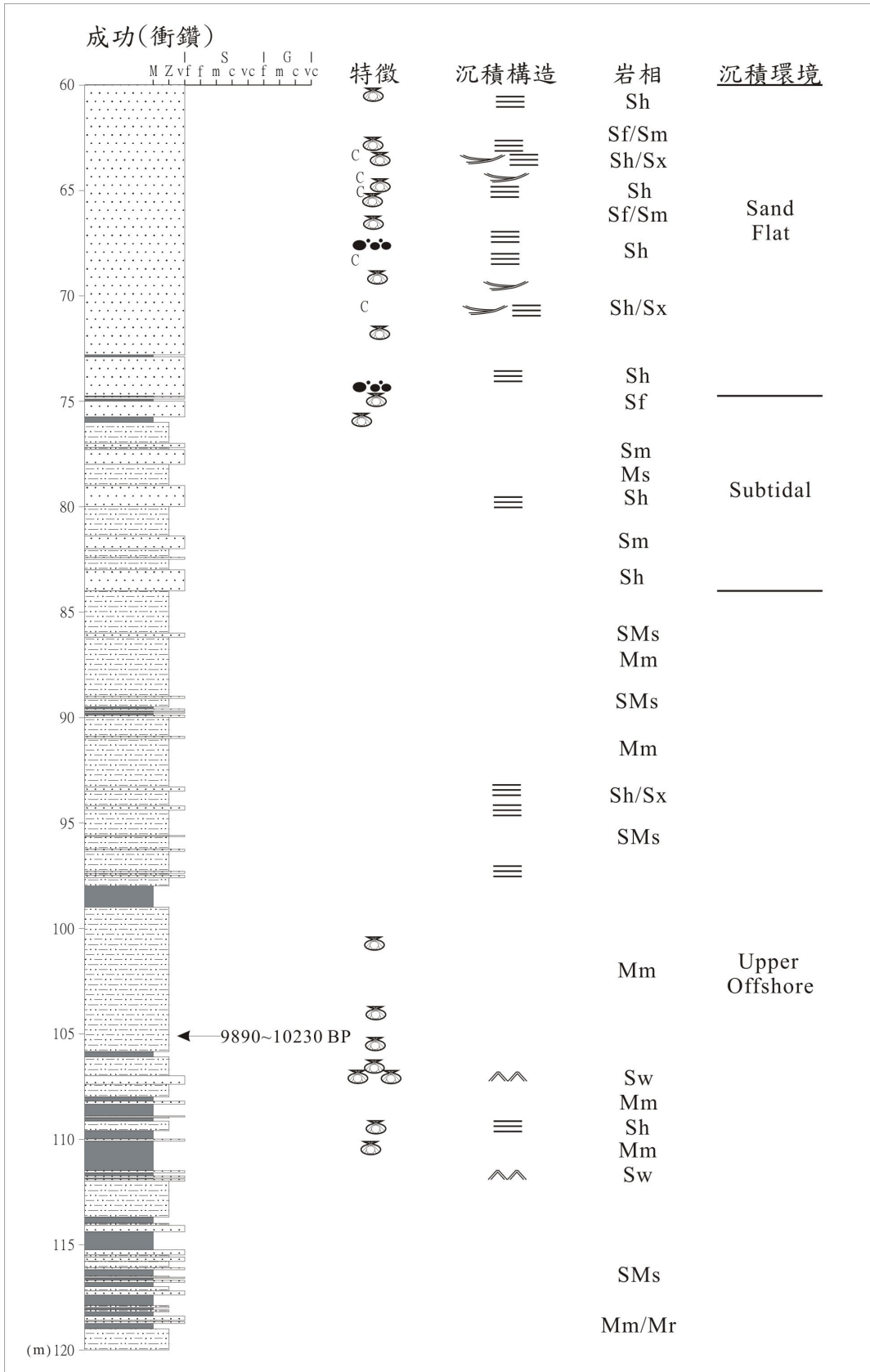
附錄

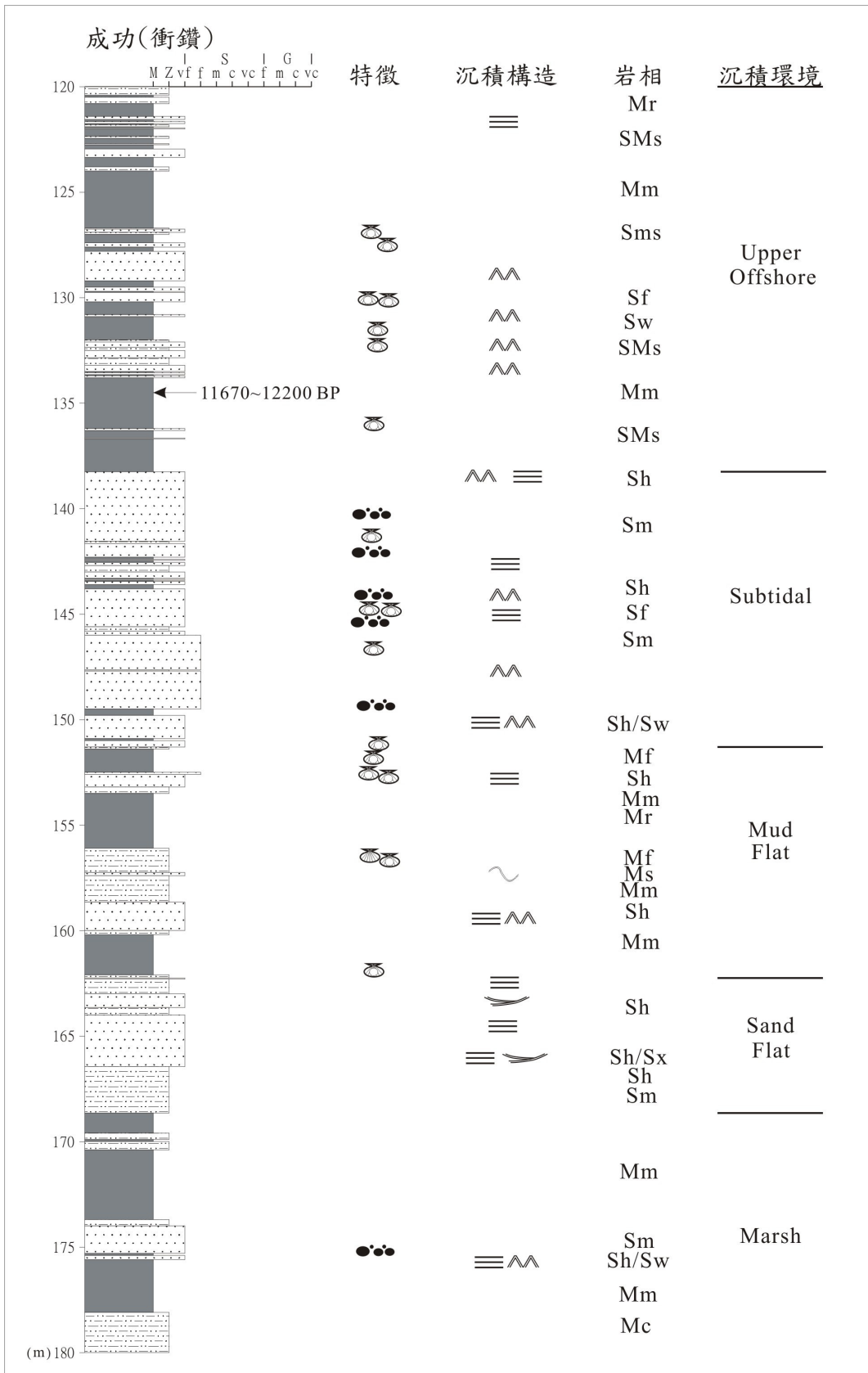
附錄一 岩芯圖例

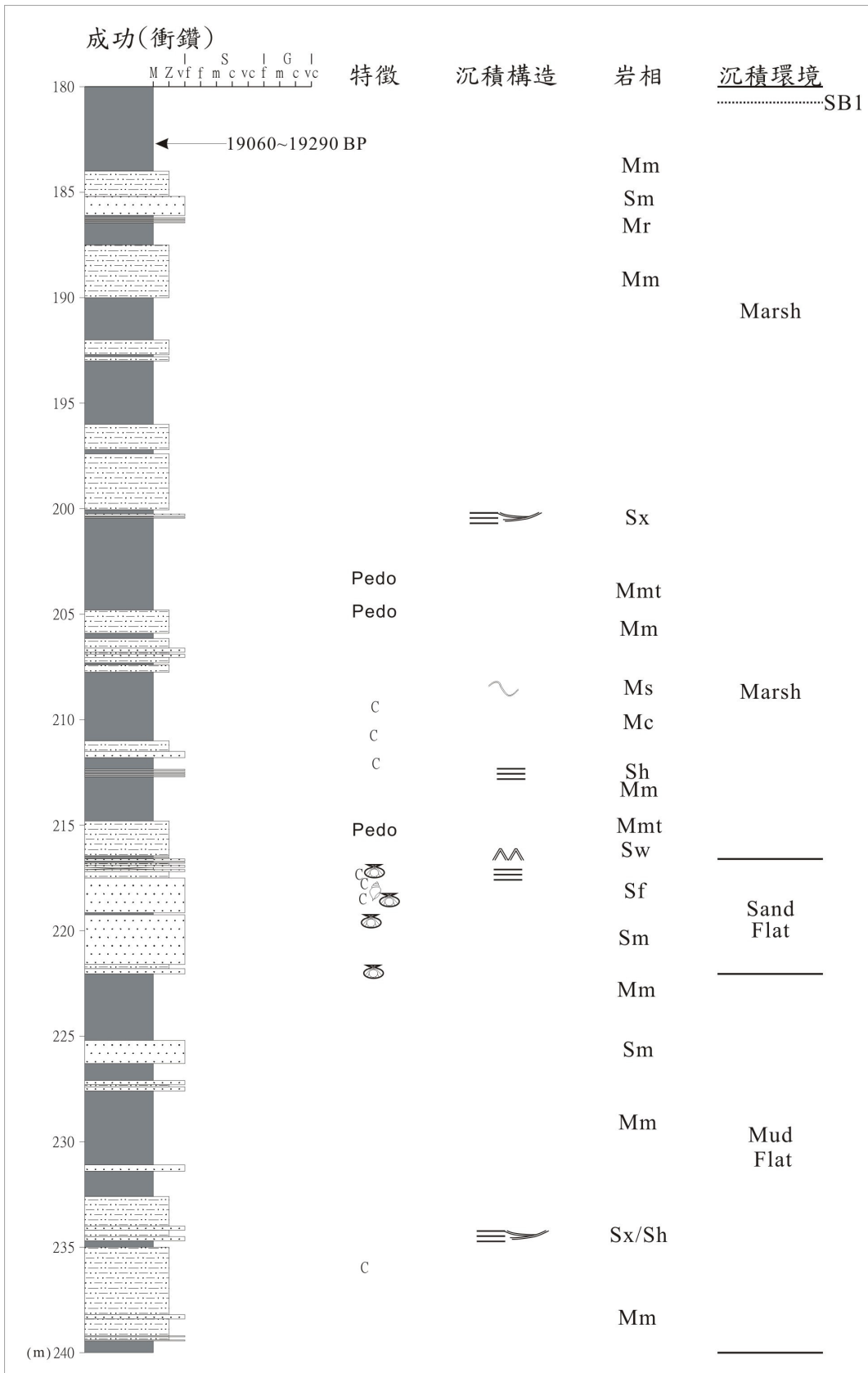
圖例				
泥塊 	碳化物 C	貝殼破片 	完整貝類 	
土壤化 Pedo	小礫石 	藍鐵礦 	崩移構造 	
平行紋理 	波痕 	低角度交錯層 		
定年資料 1870~2150 BP	岩層傾角 	侵蝕面 		
回填層 	泥層 	粉砂層 	砂層 	礫石層 

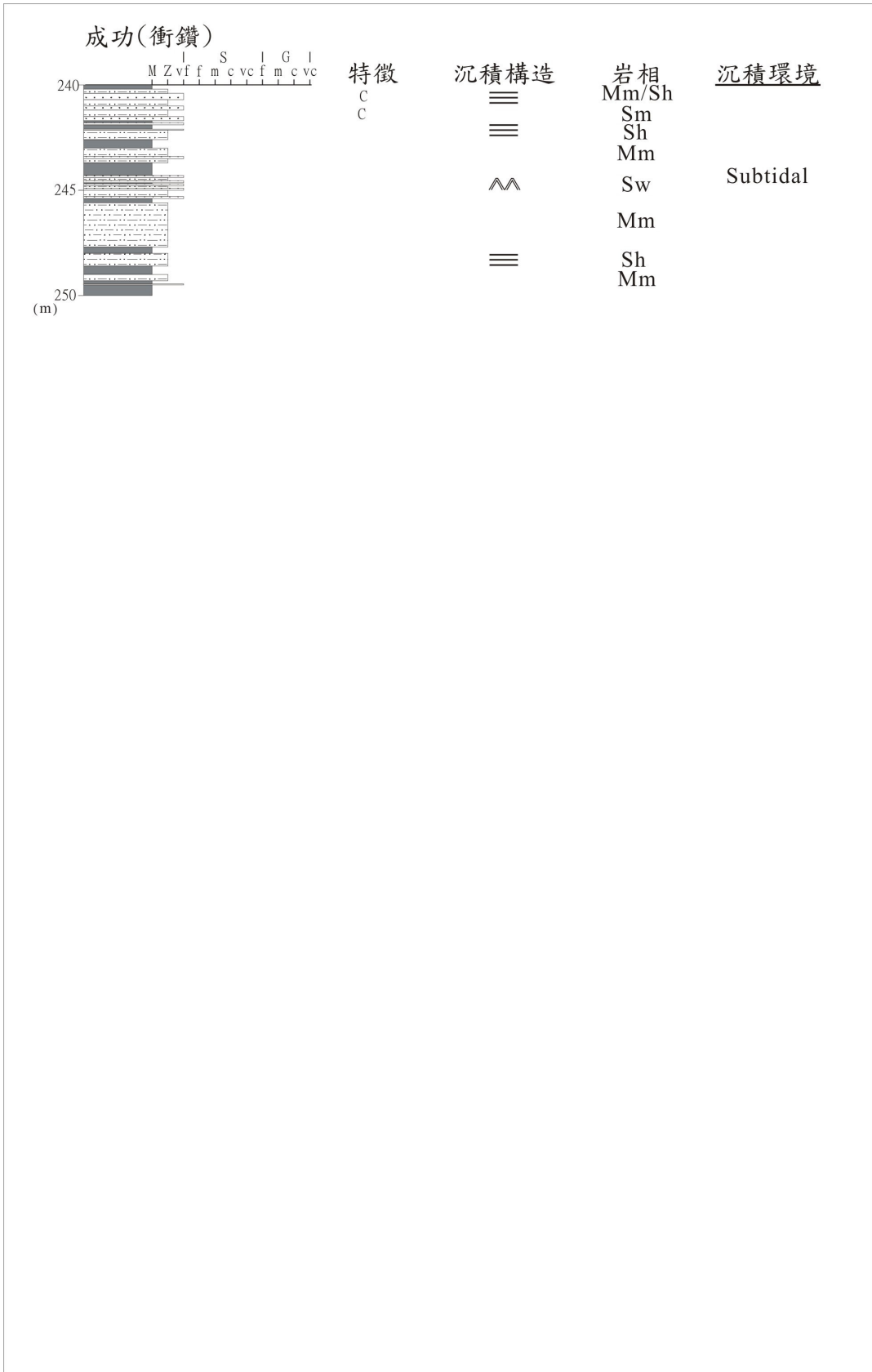
附錄二 本研究各鑽井岩層柱資料

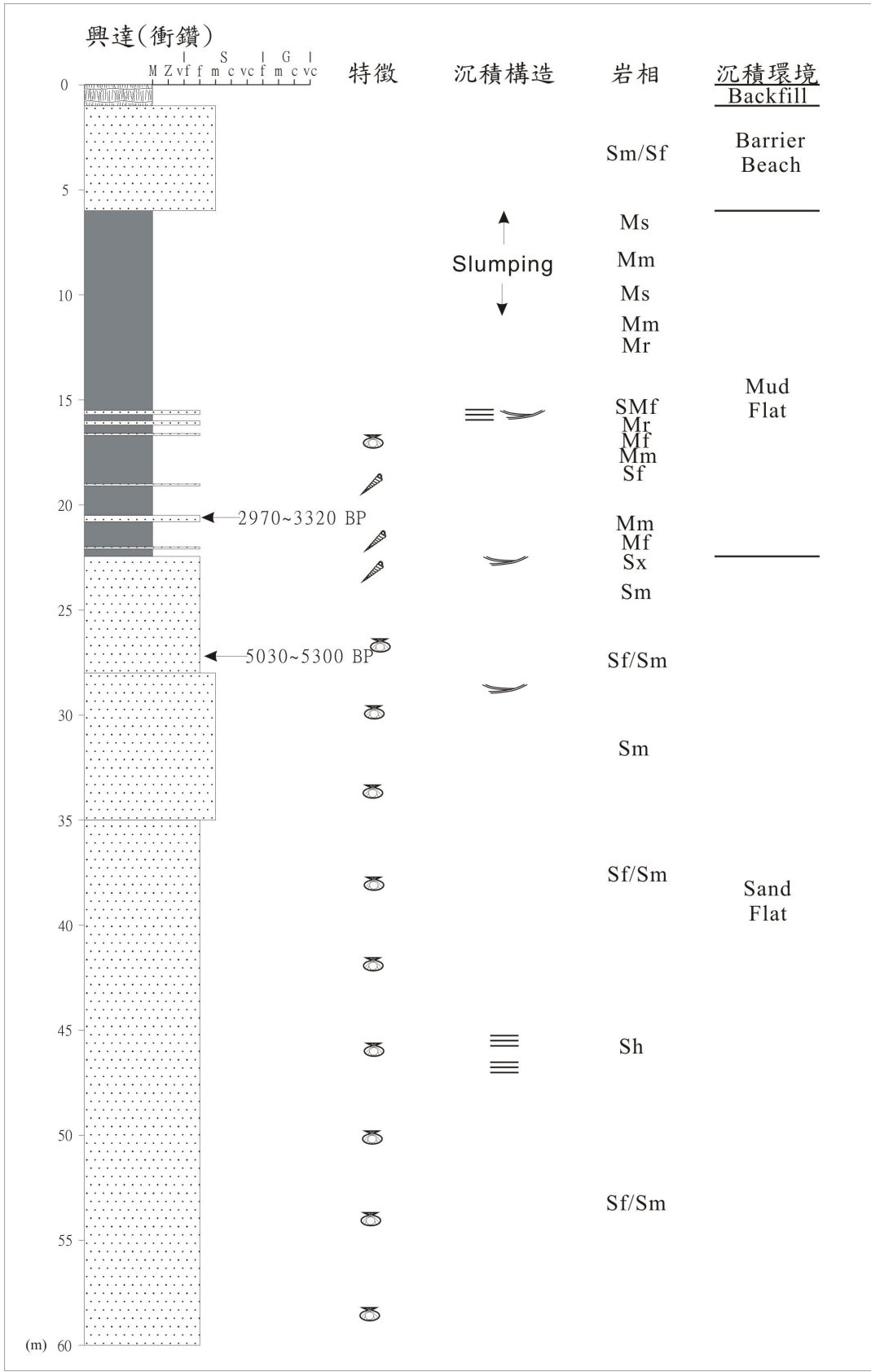




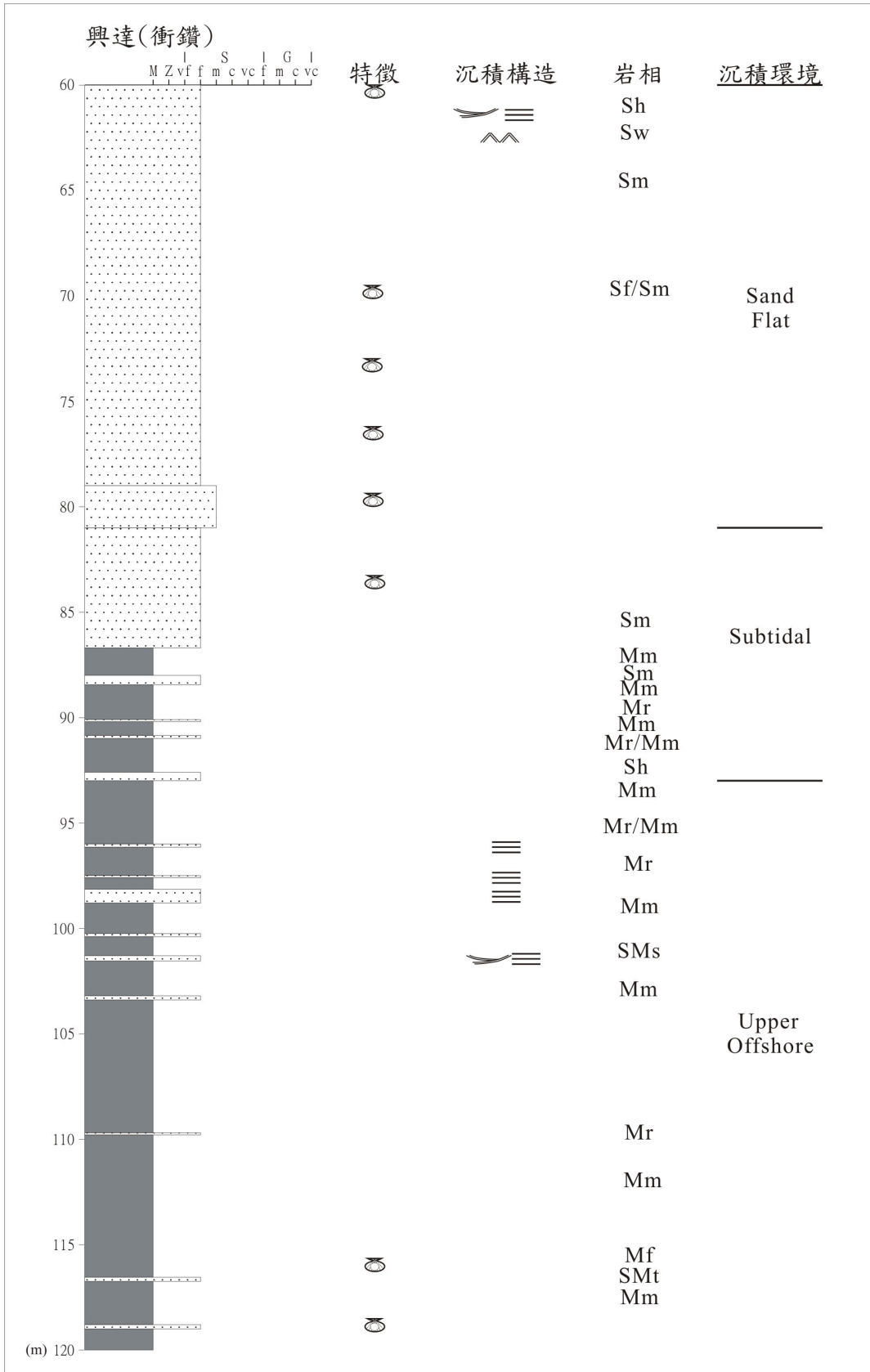


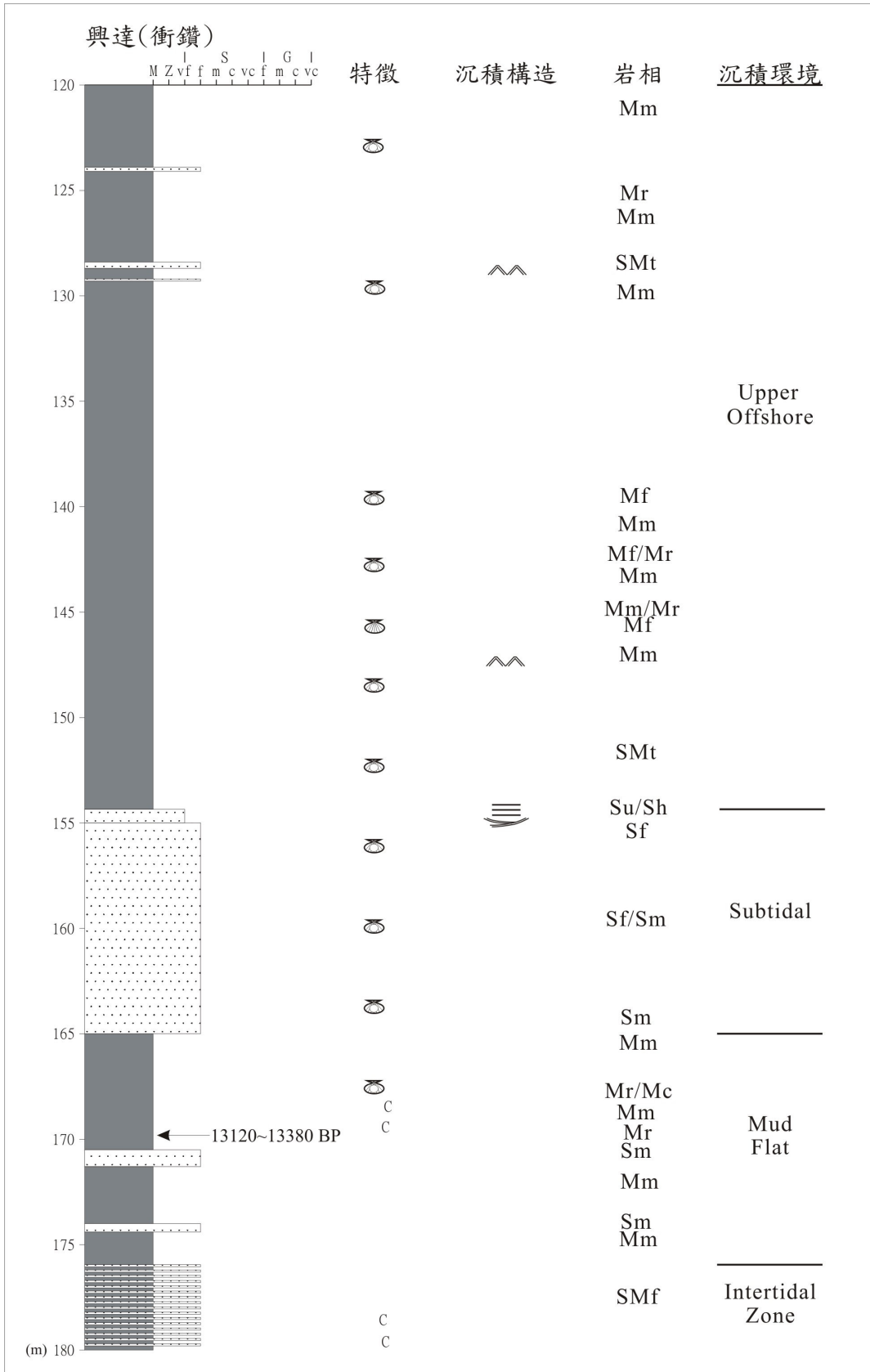


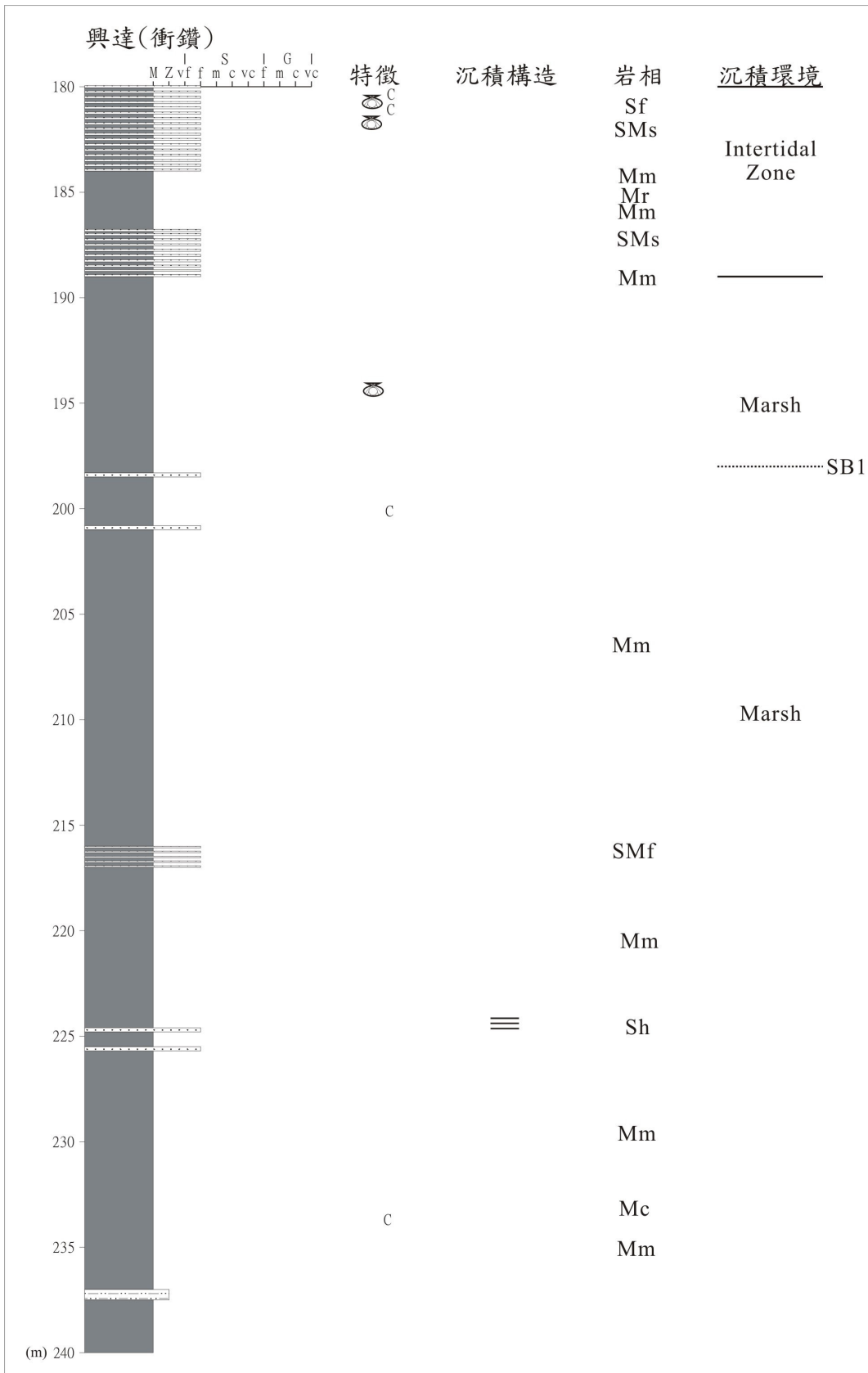


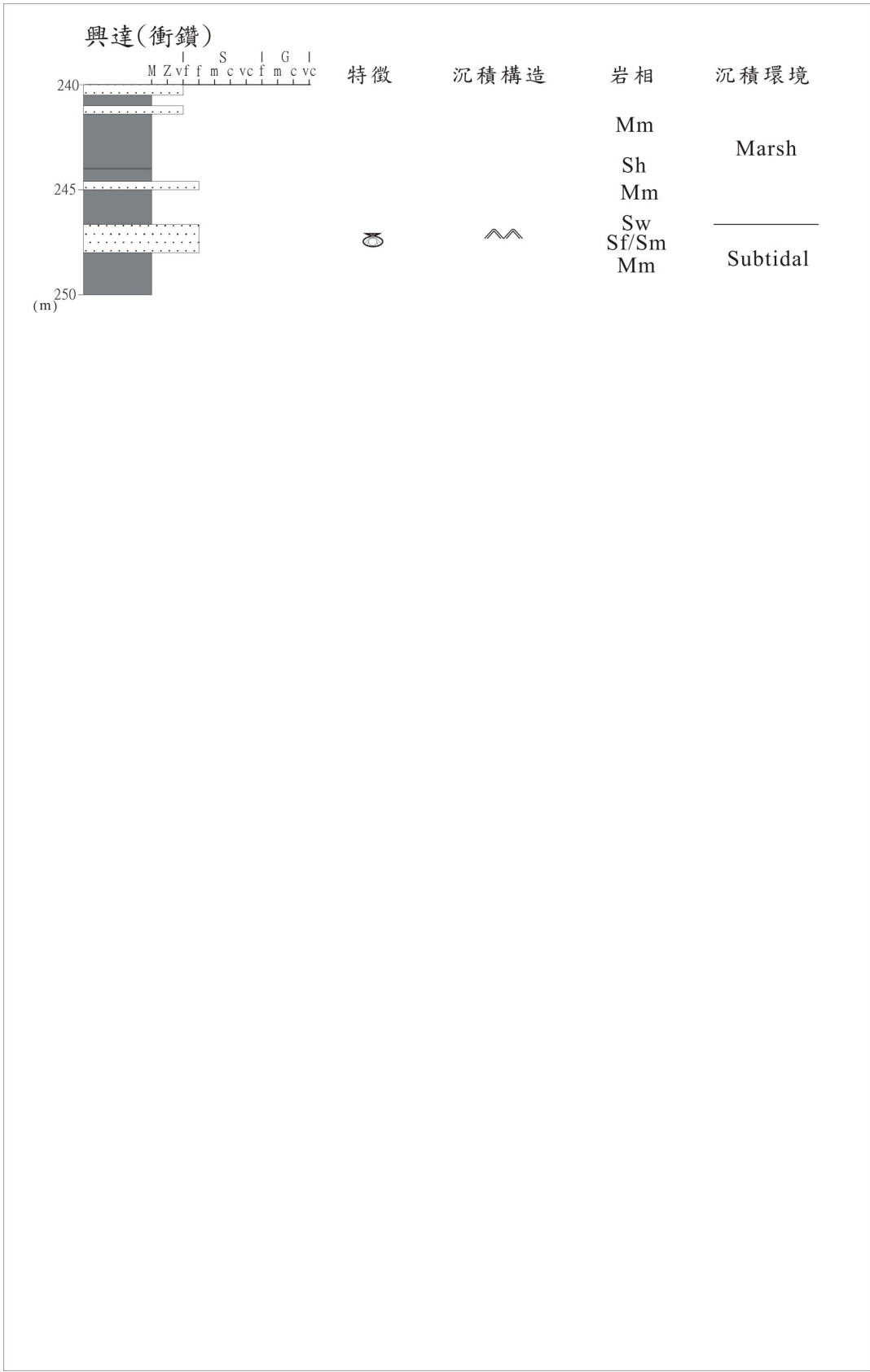


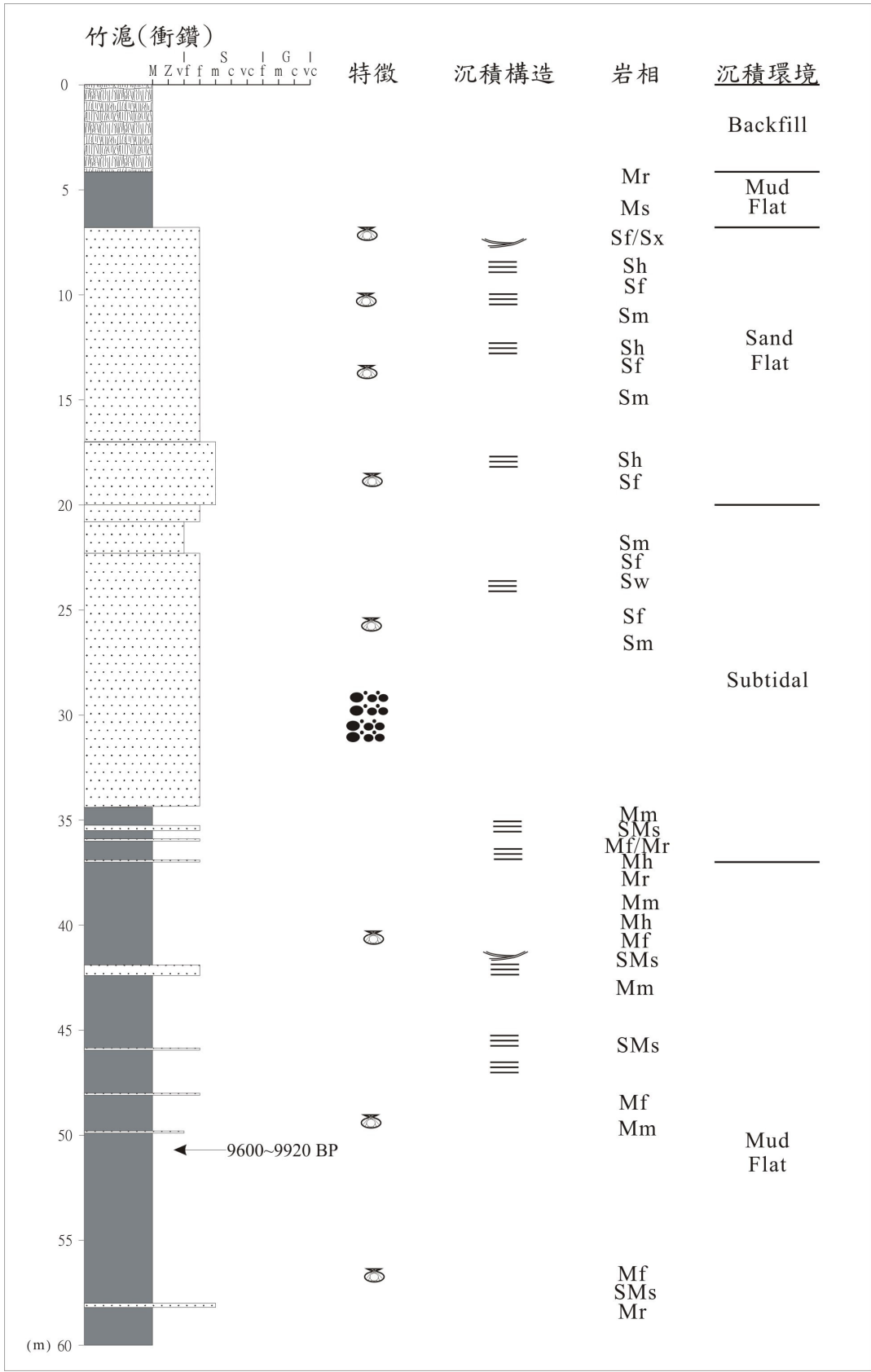


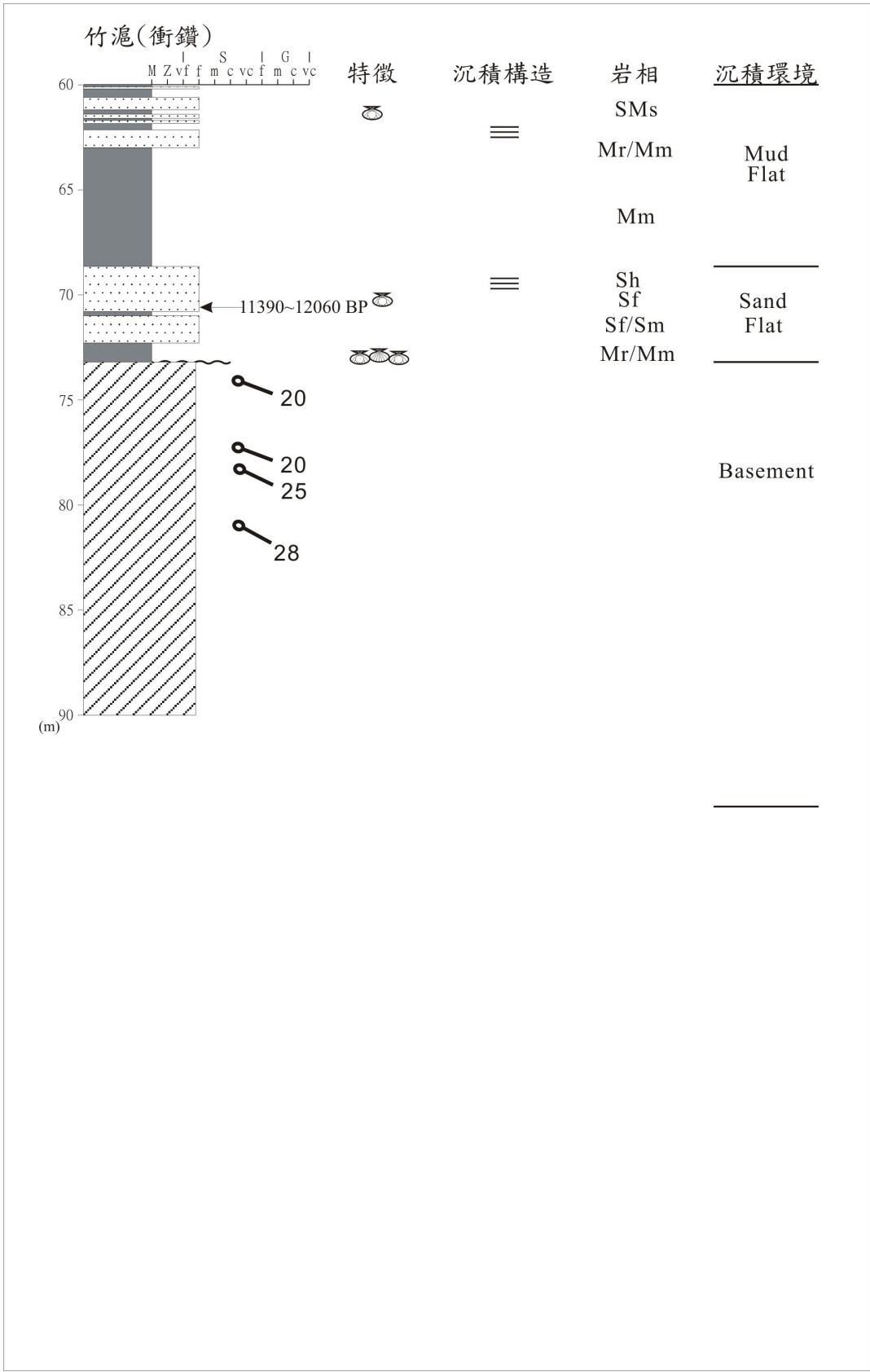


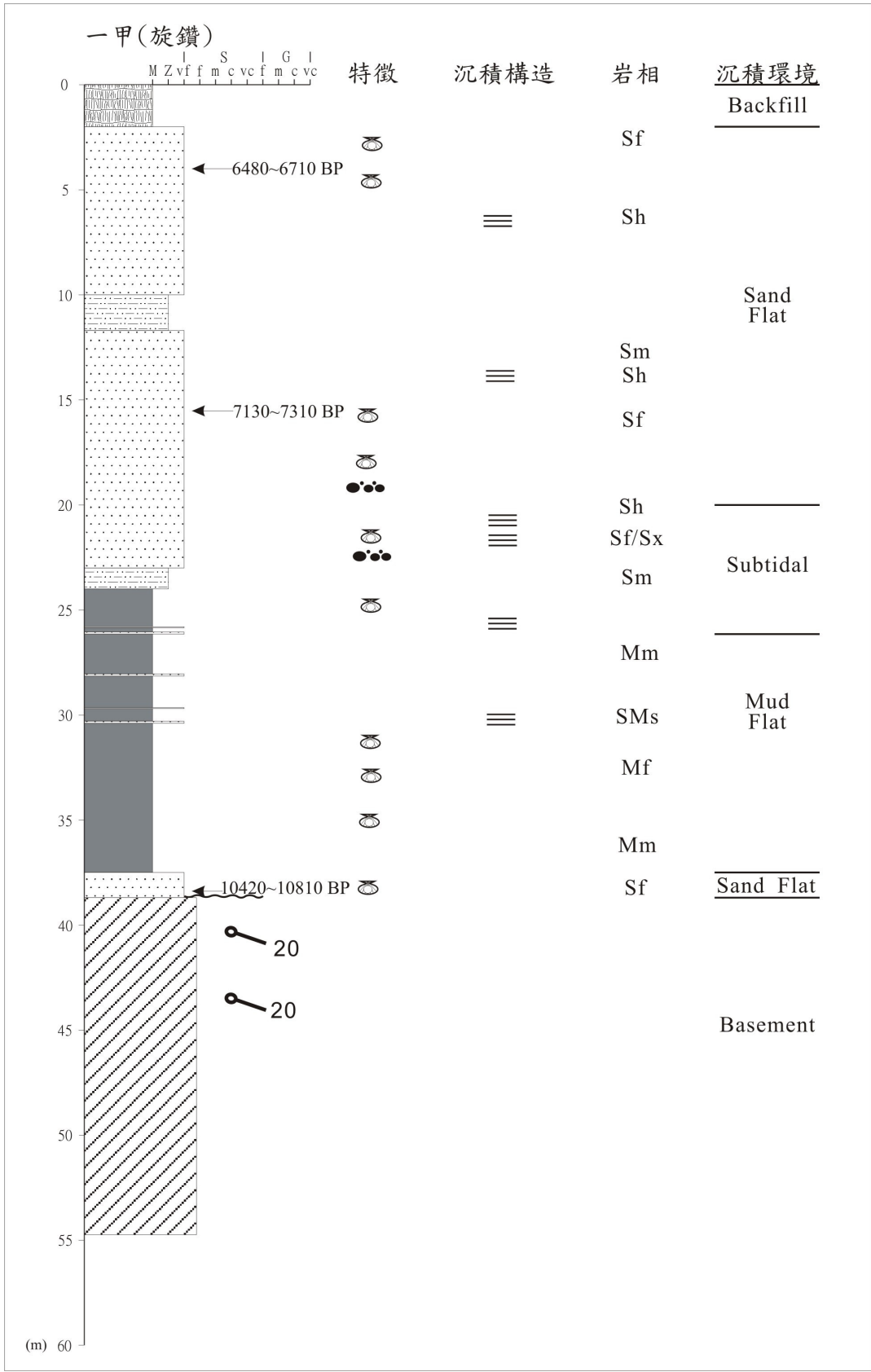


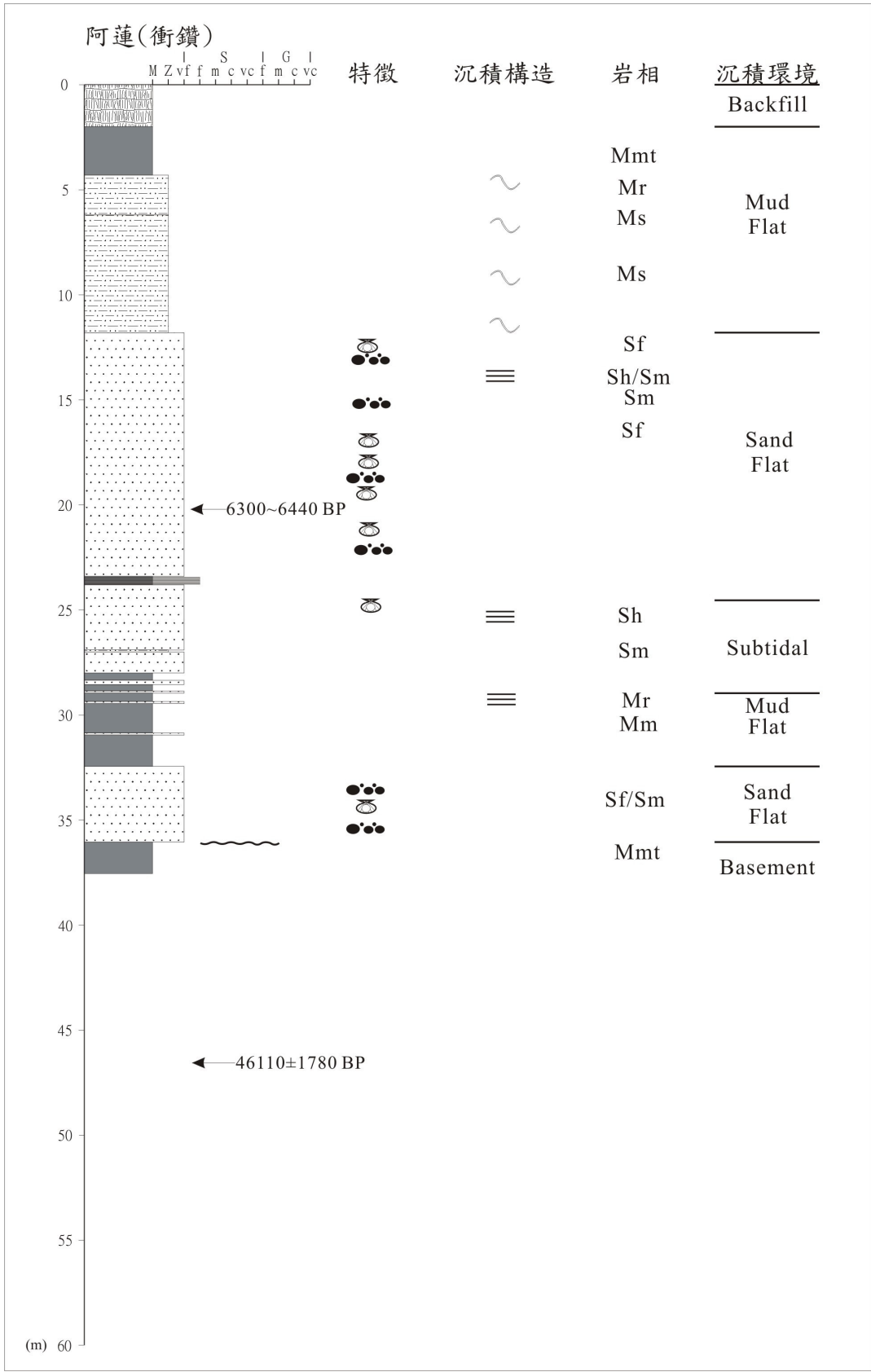




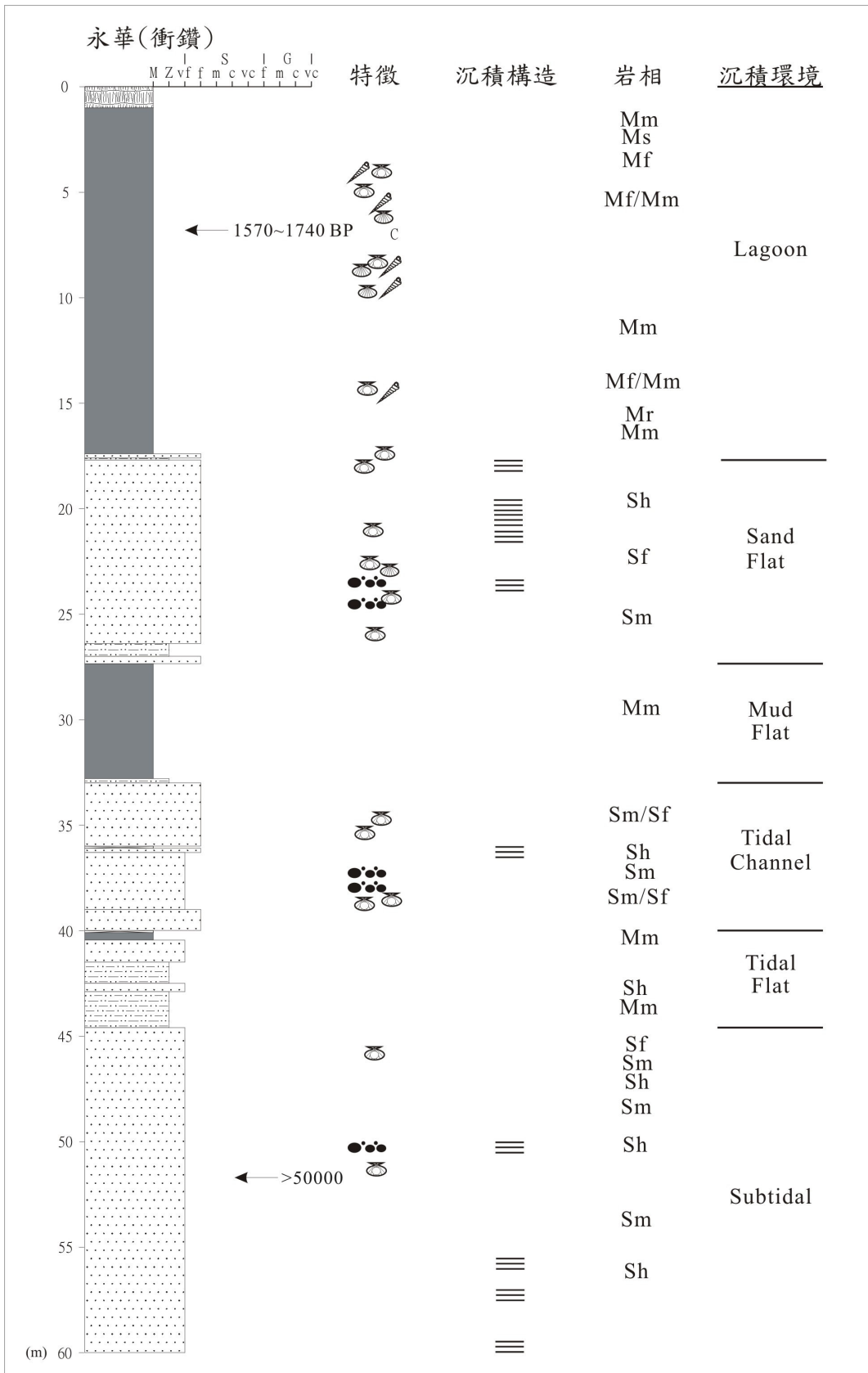


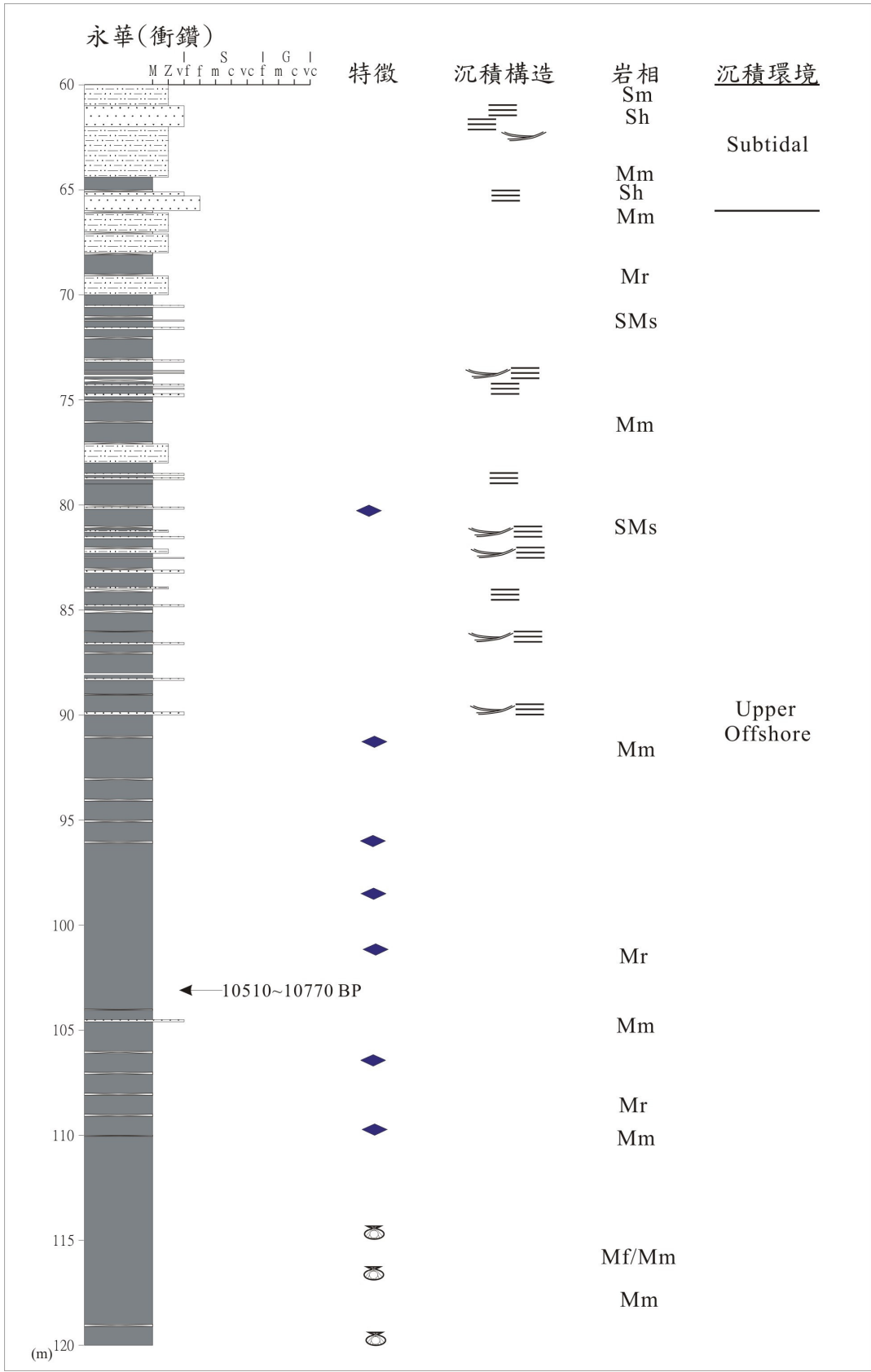


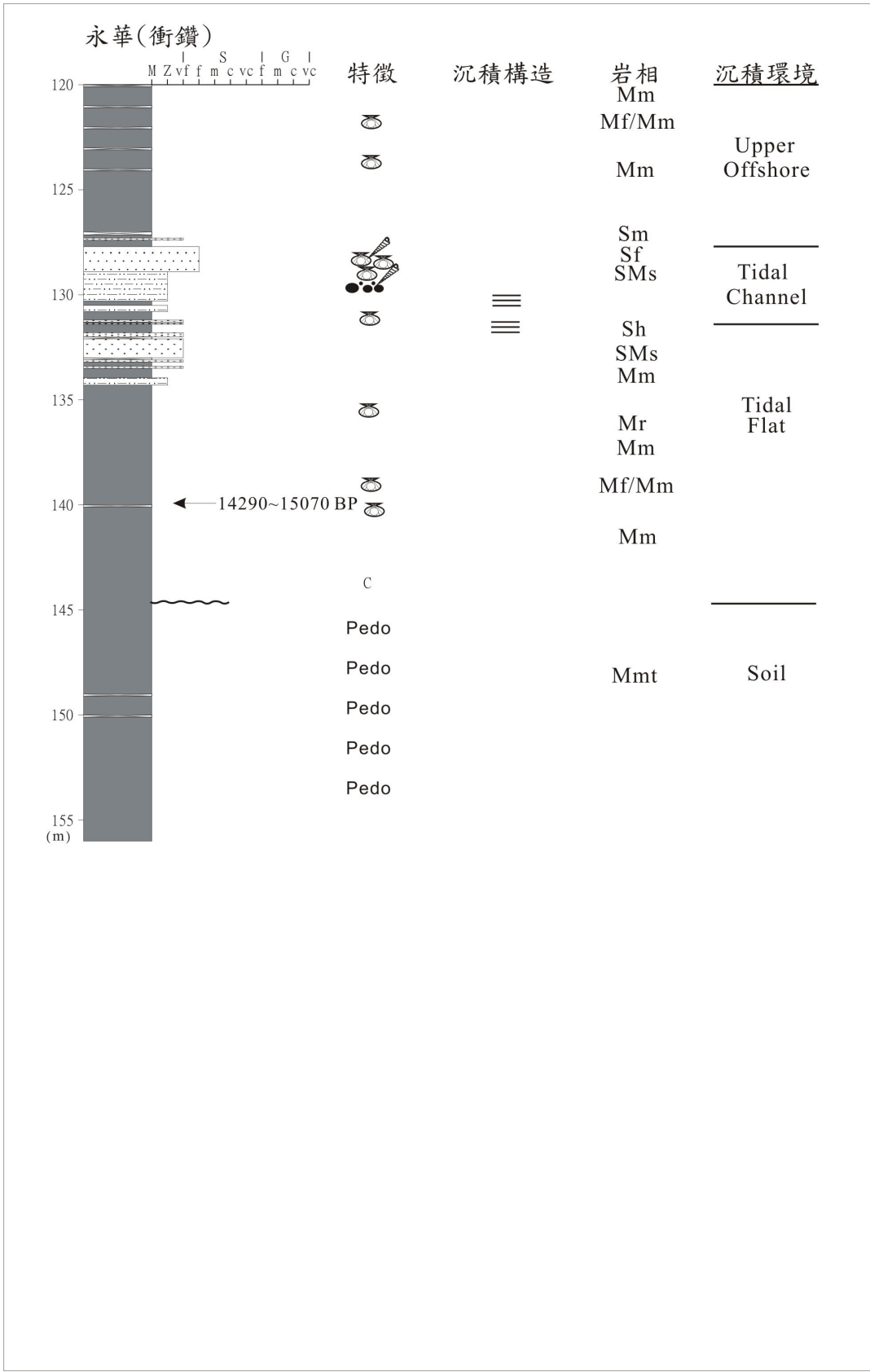


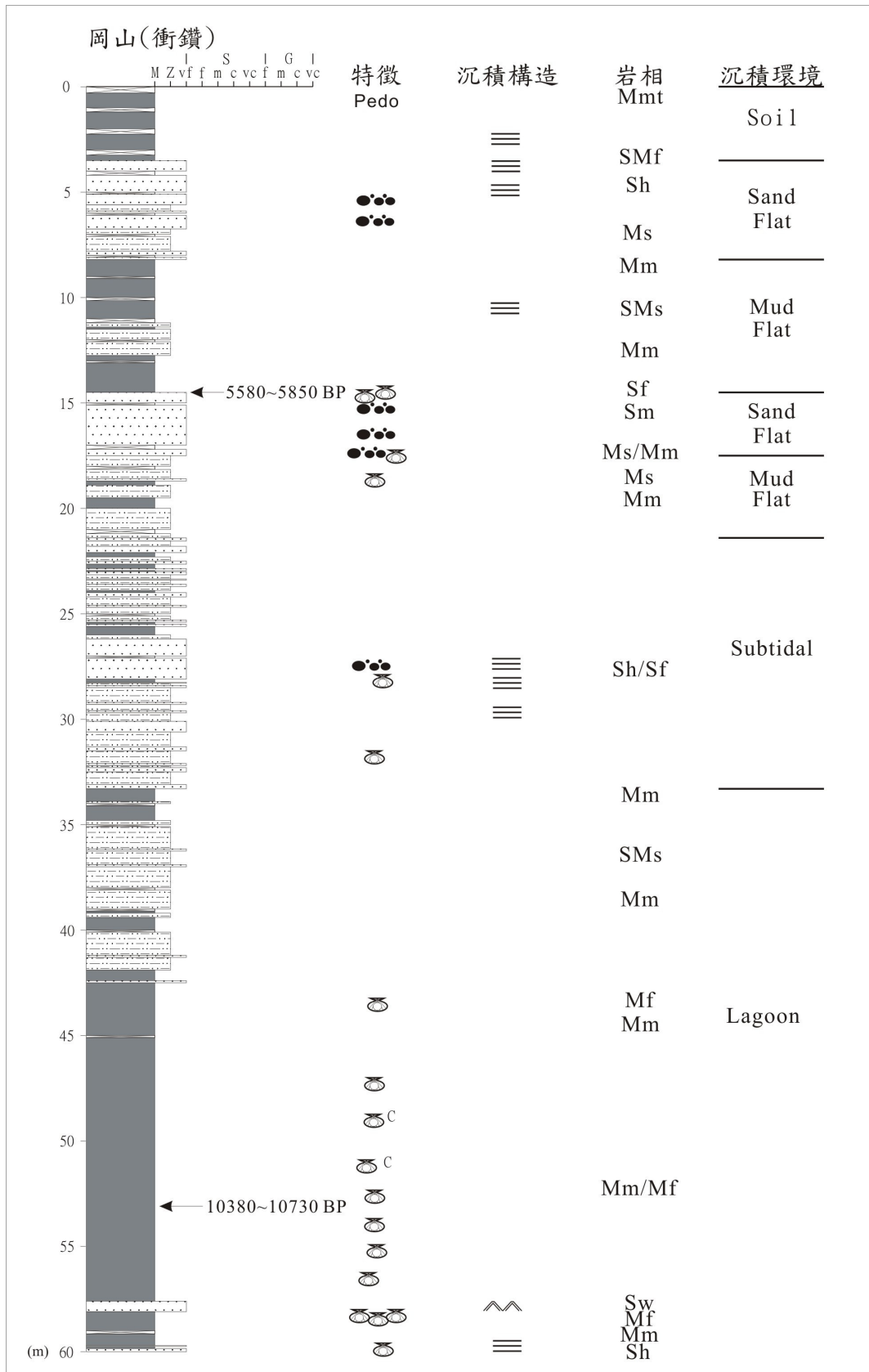


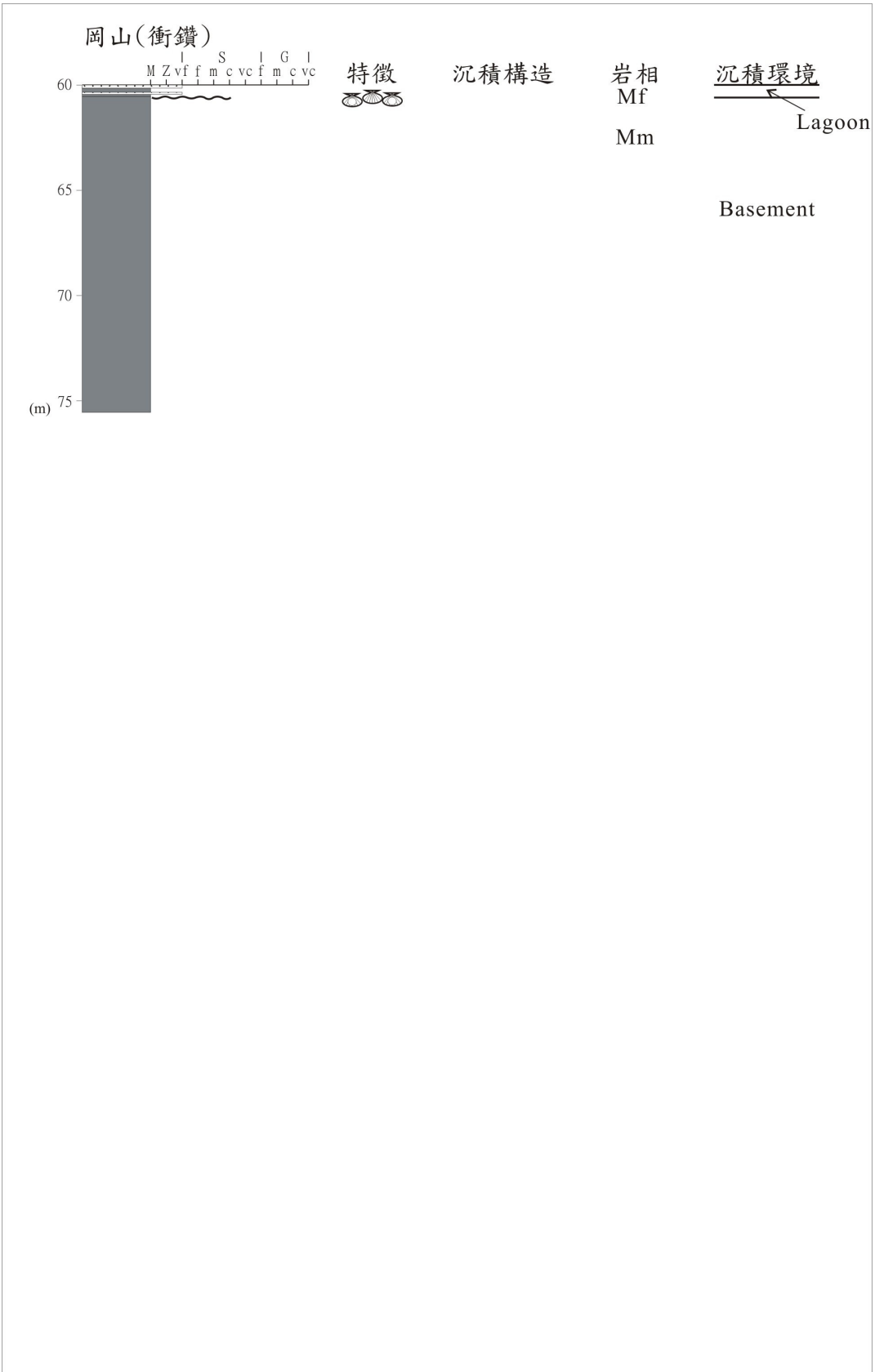


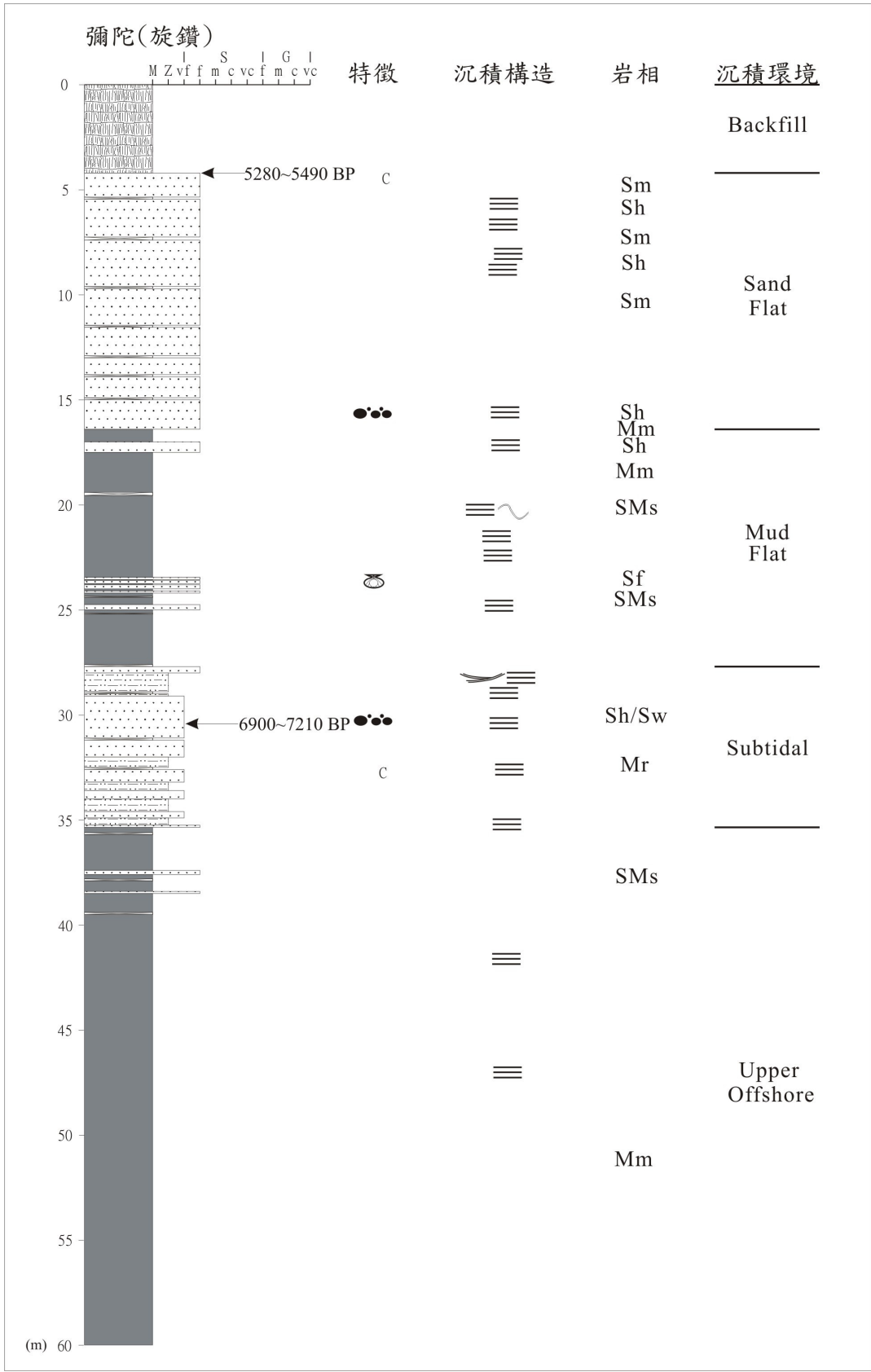


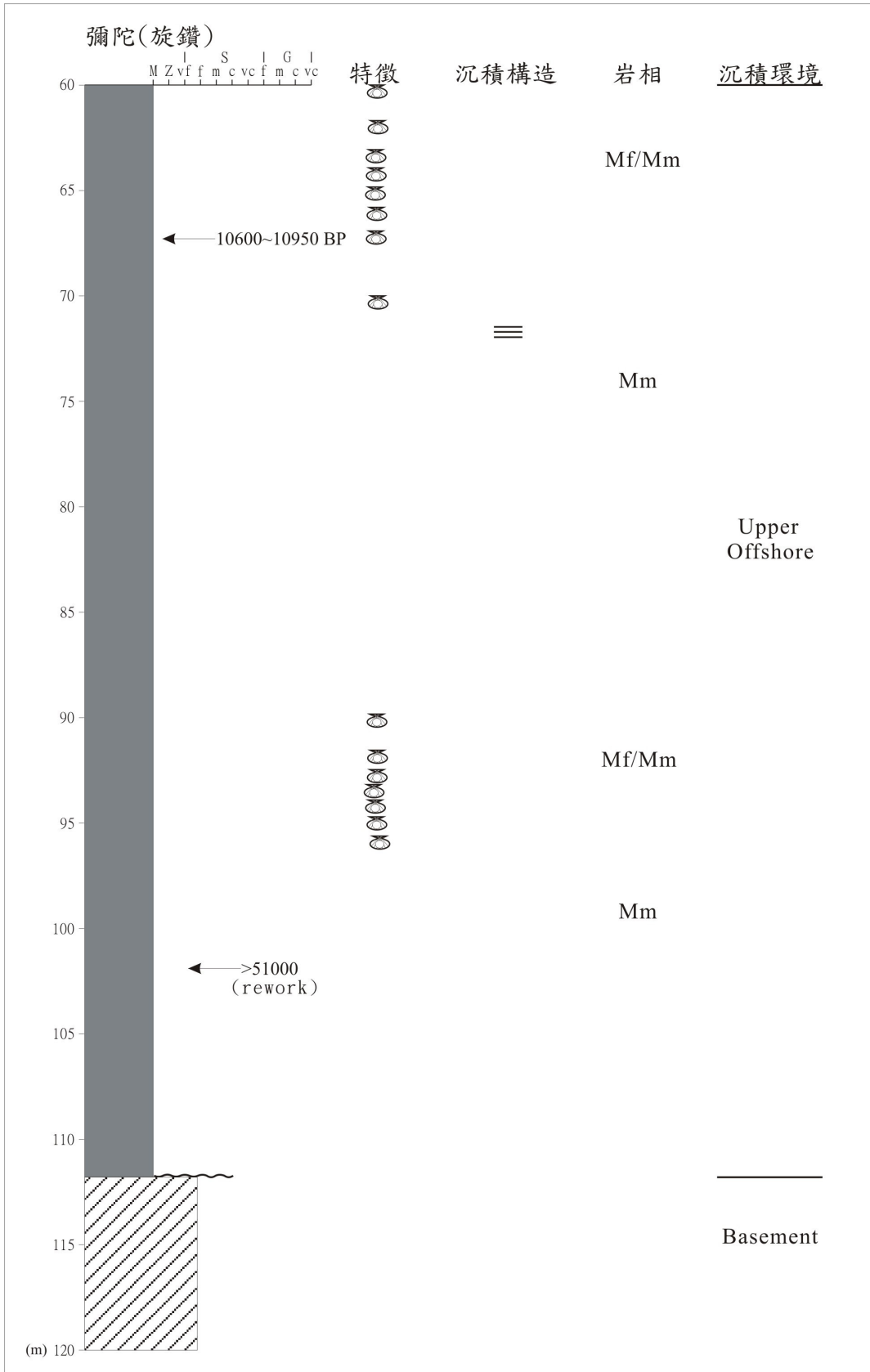


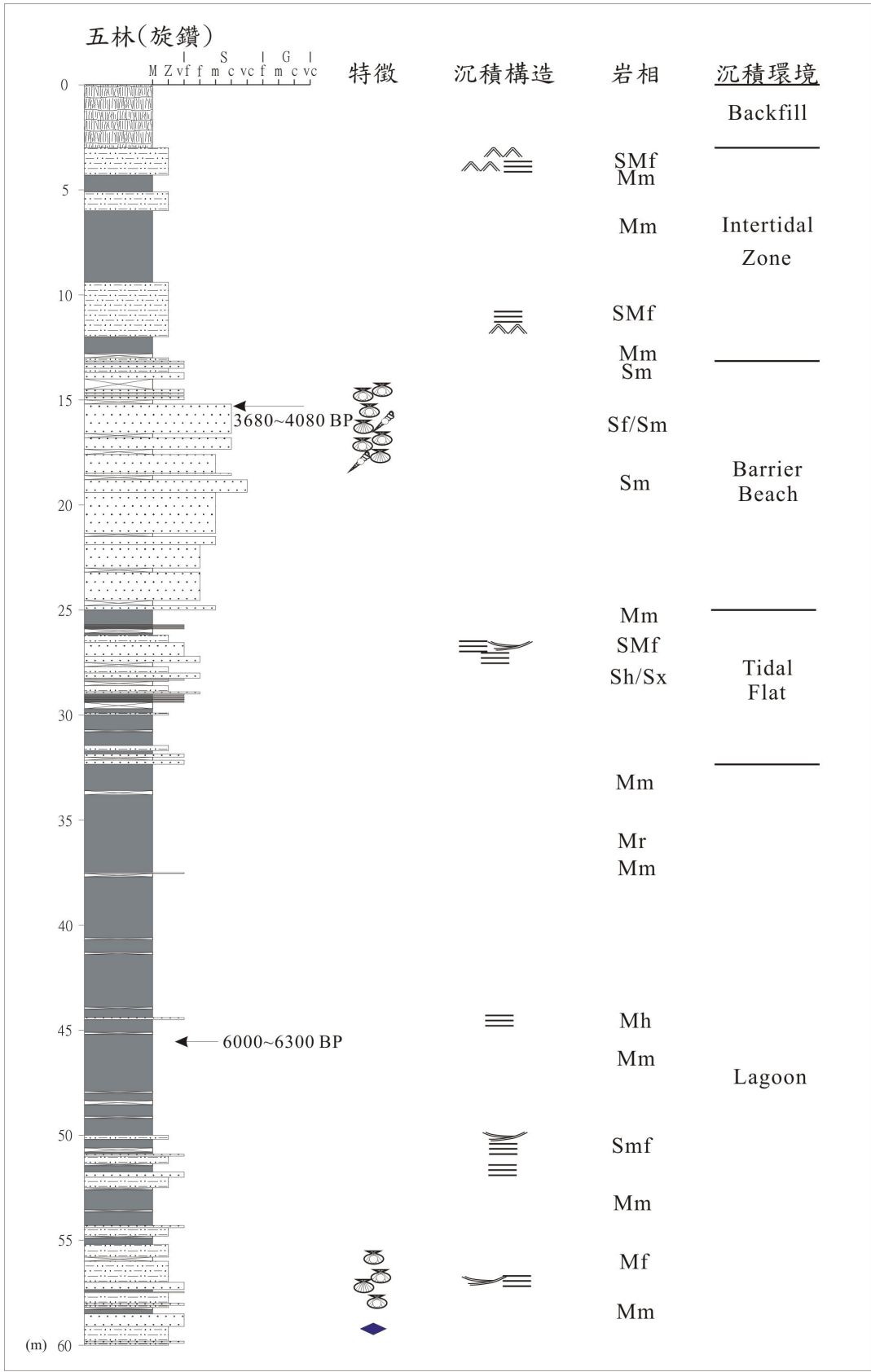




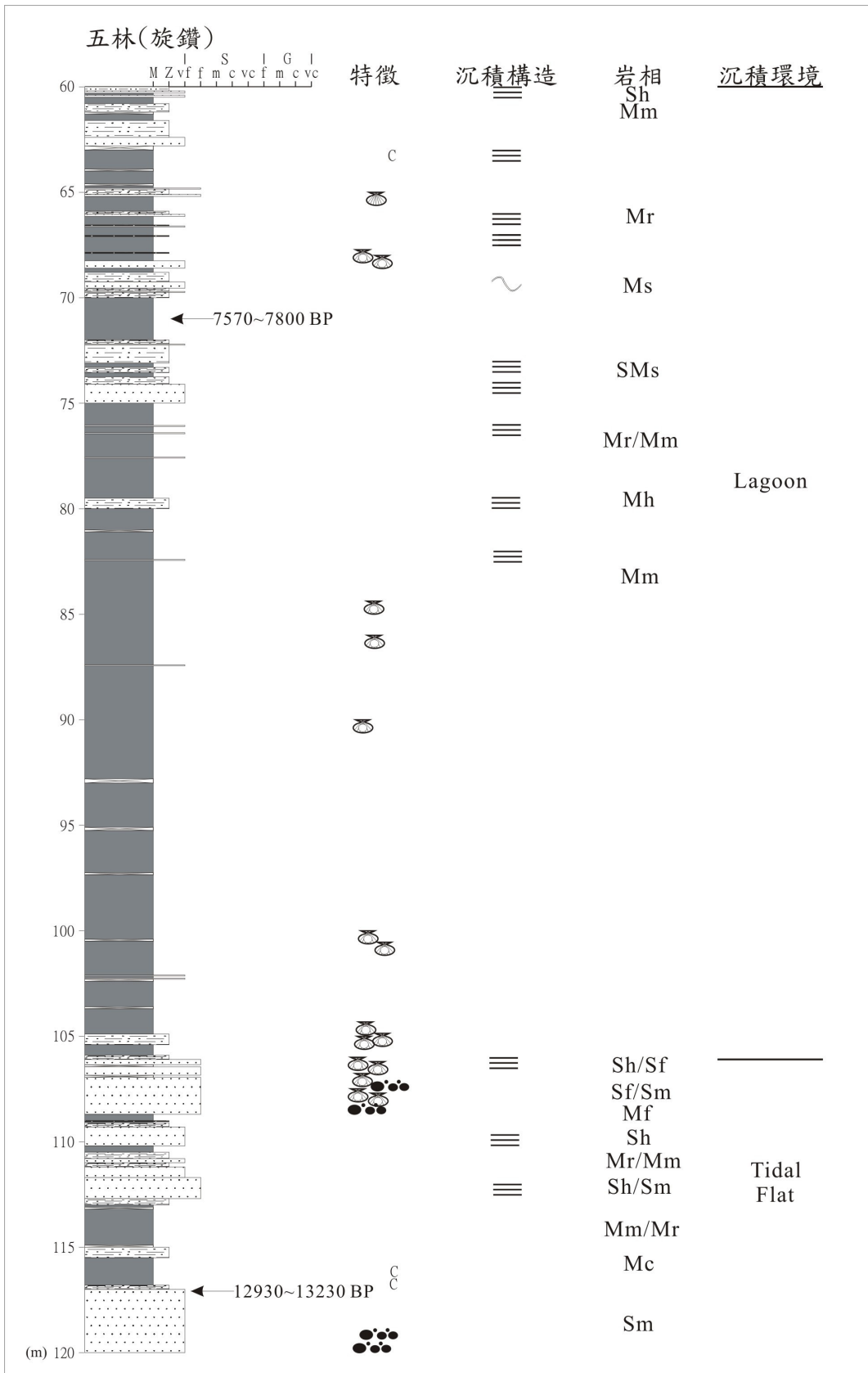


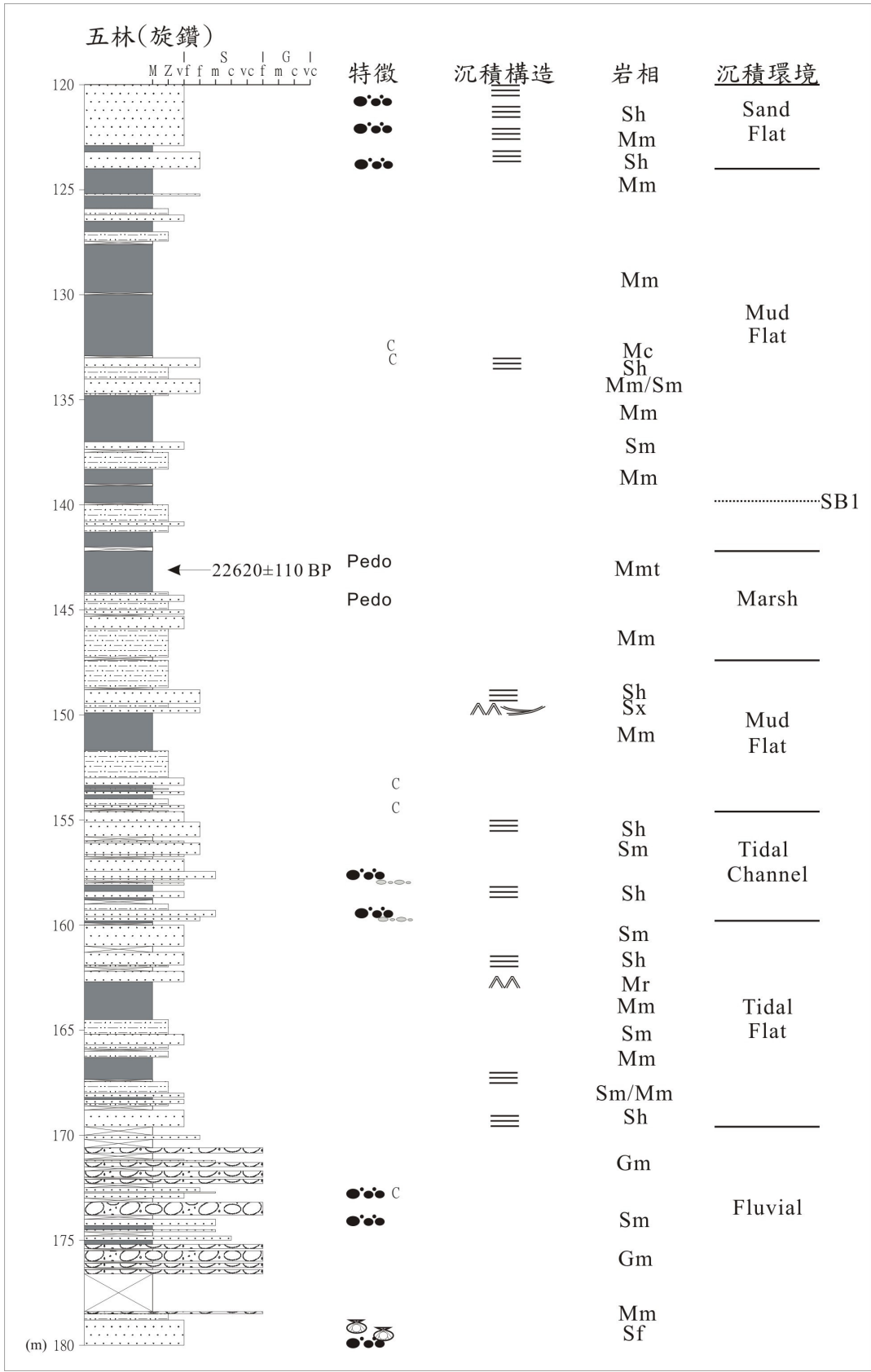


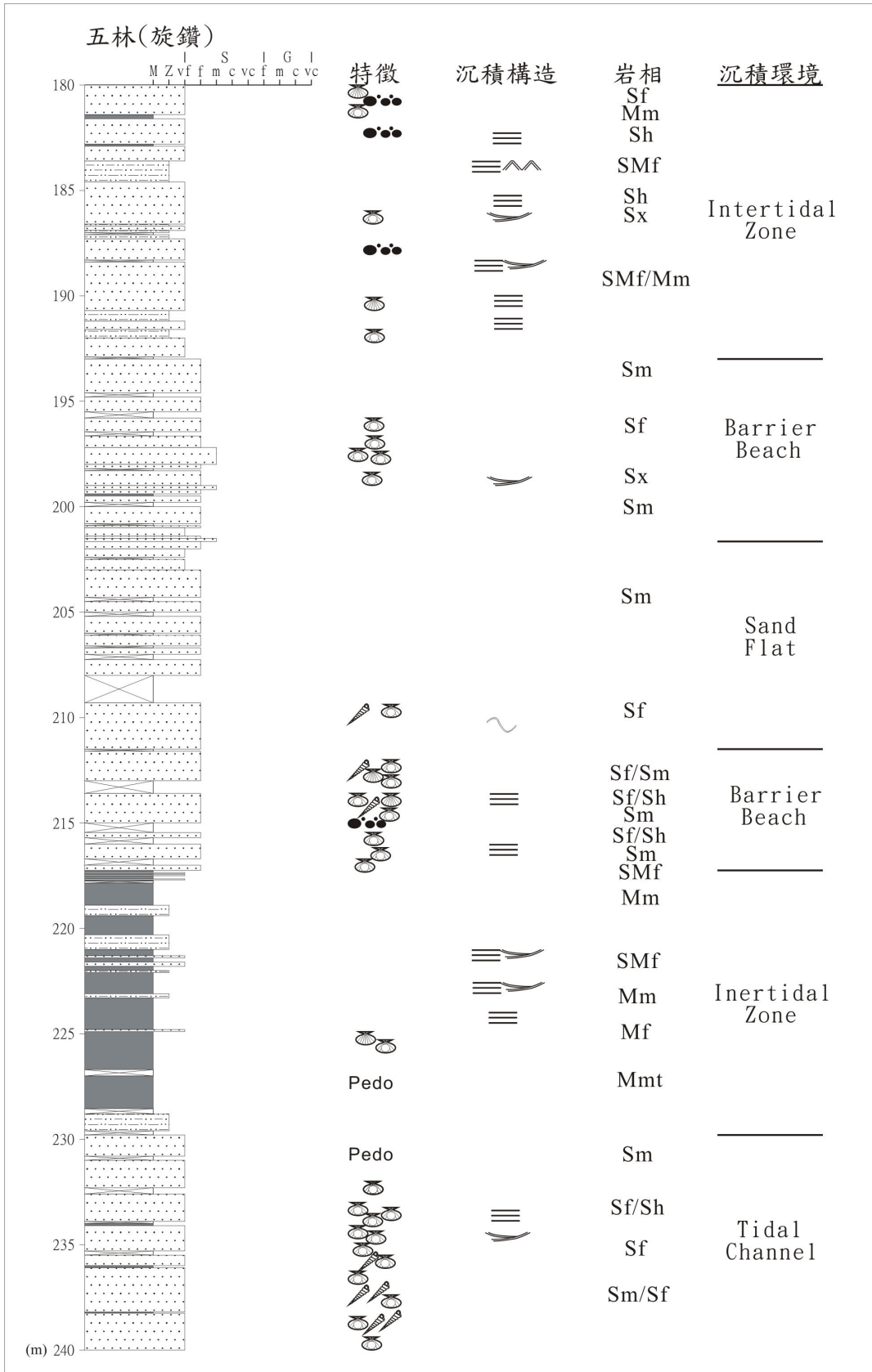


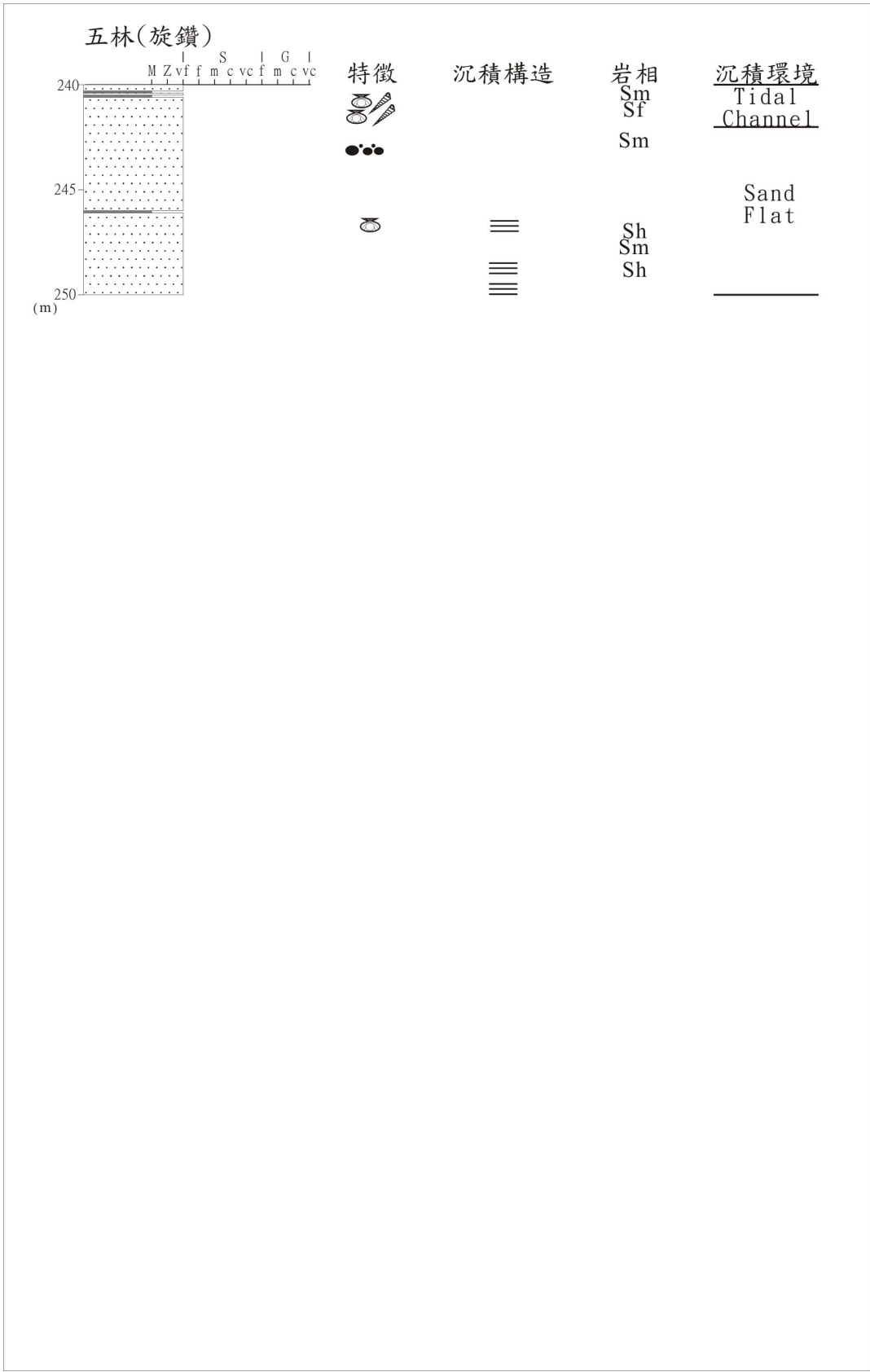


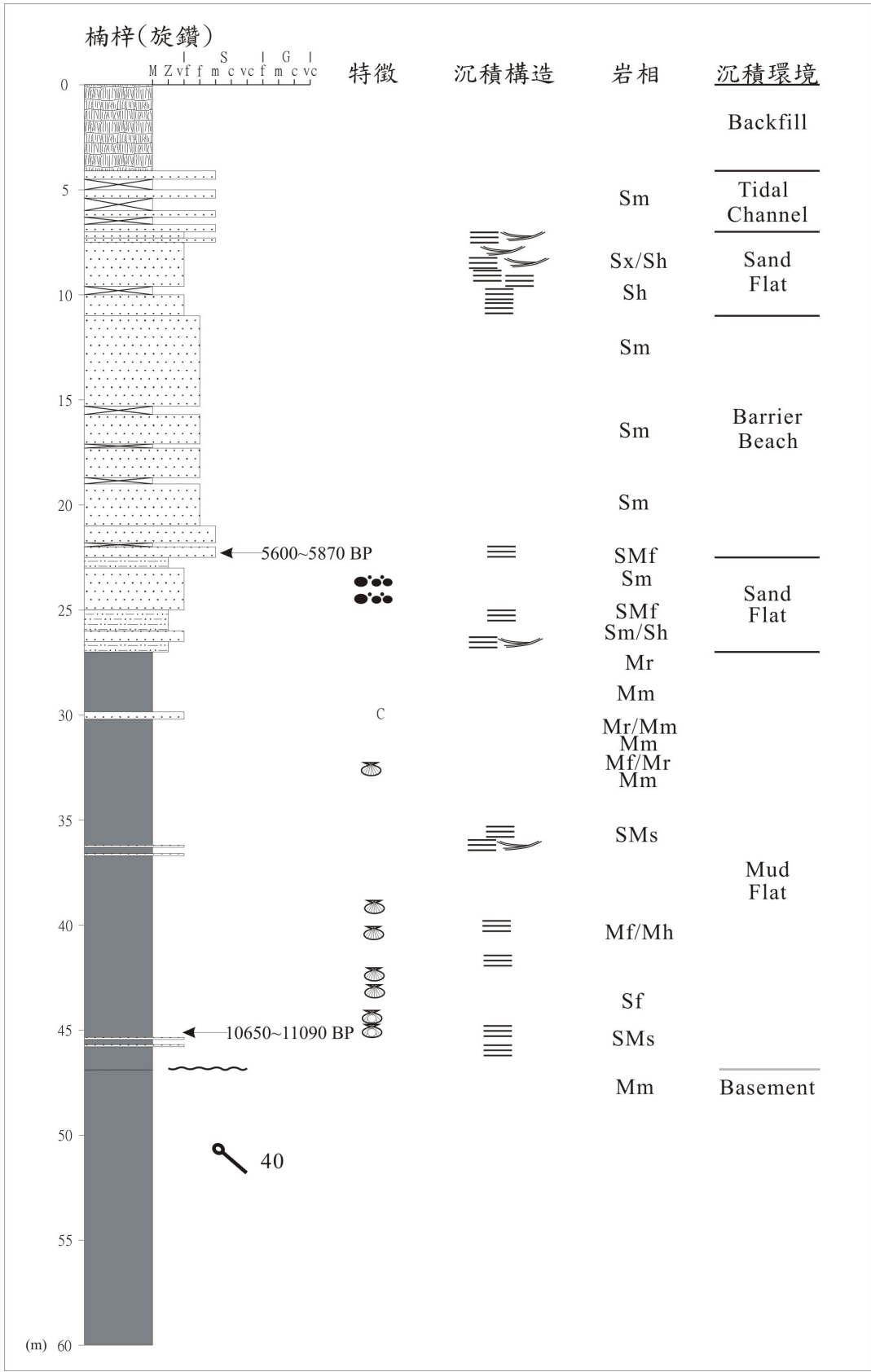


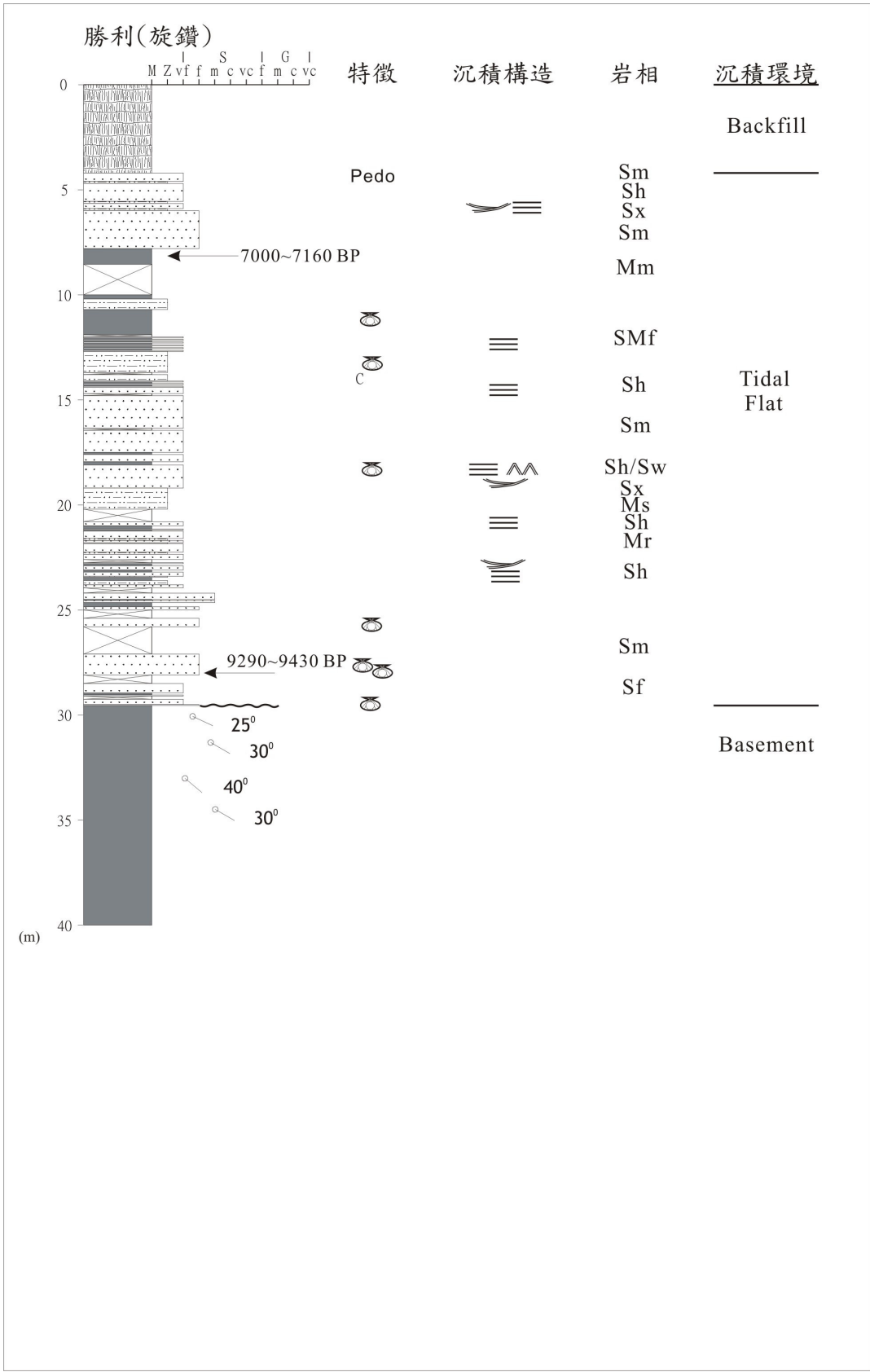


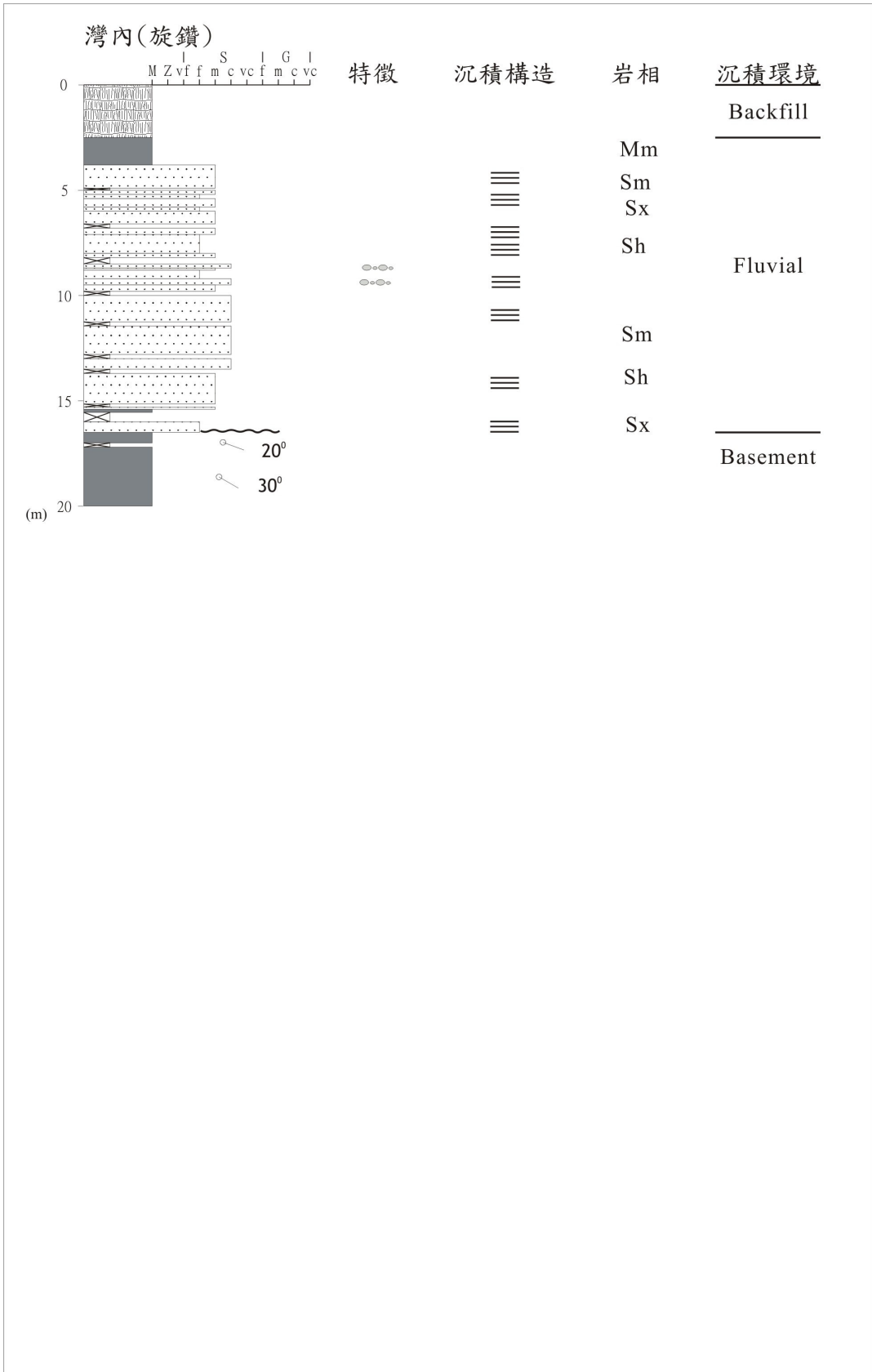


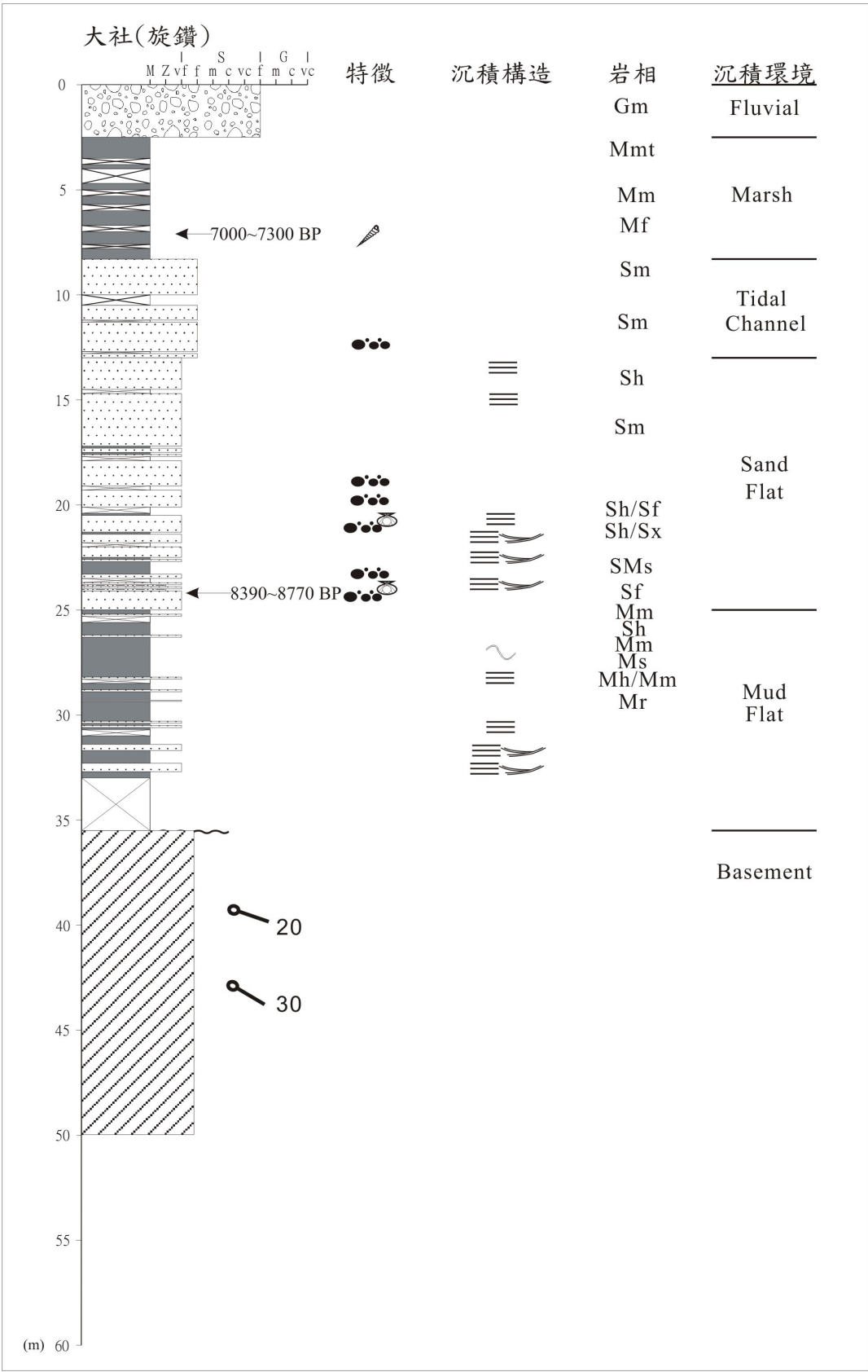




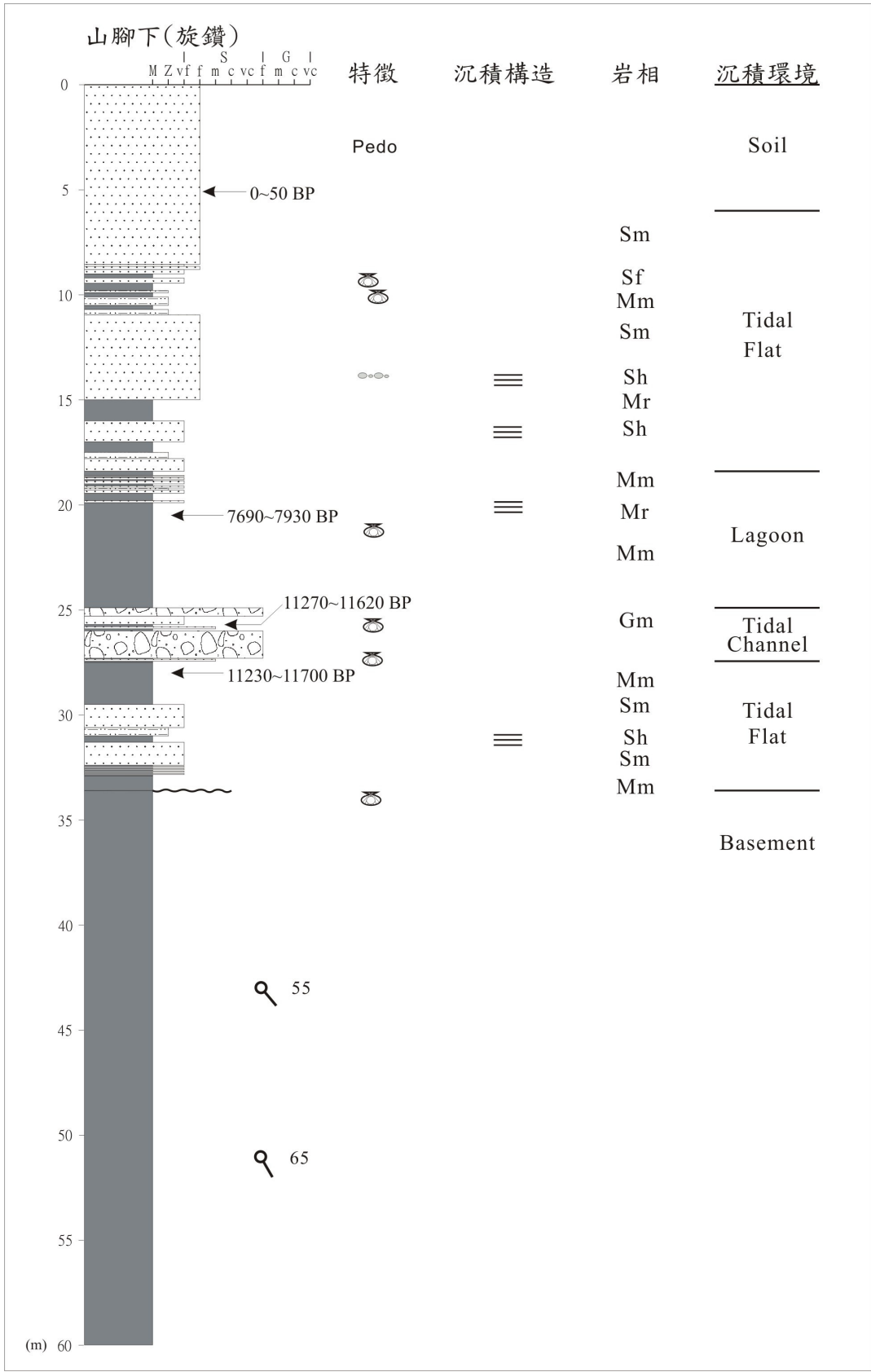


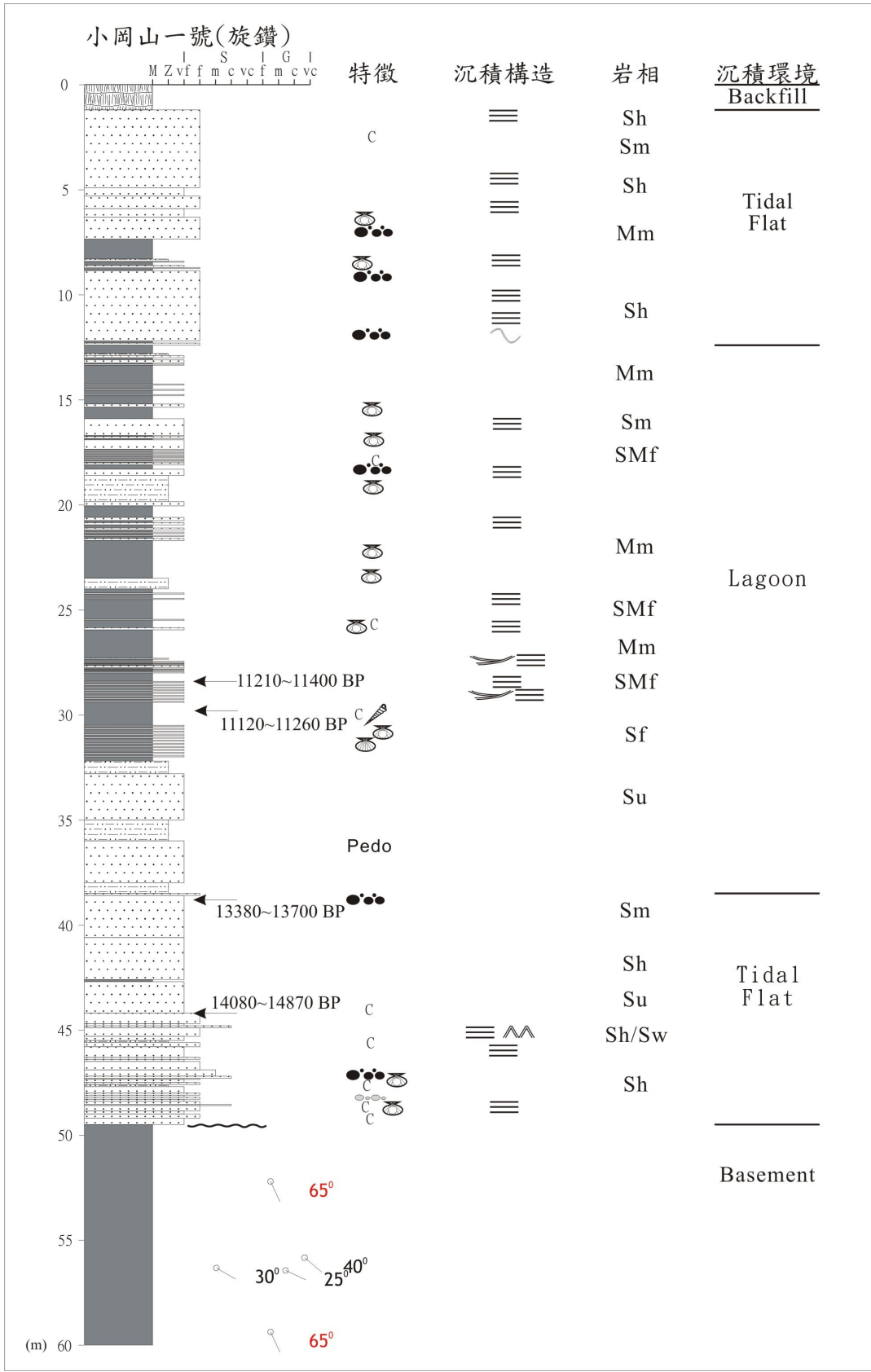


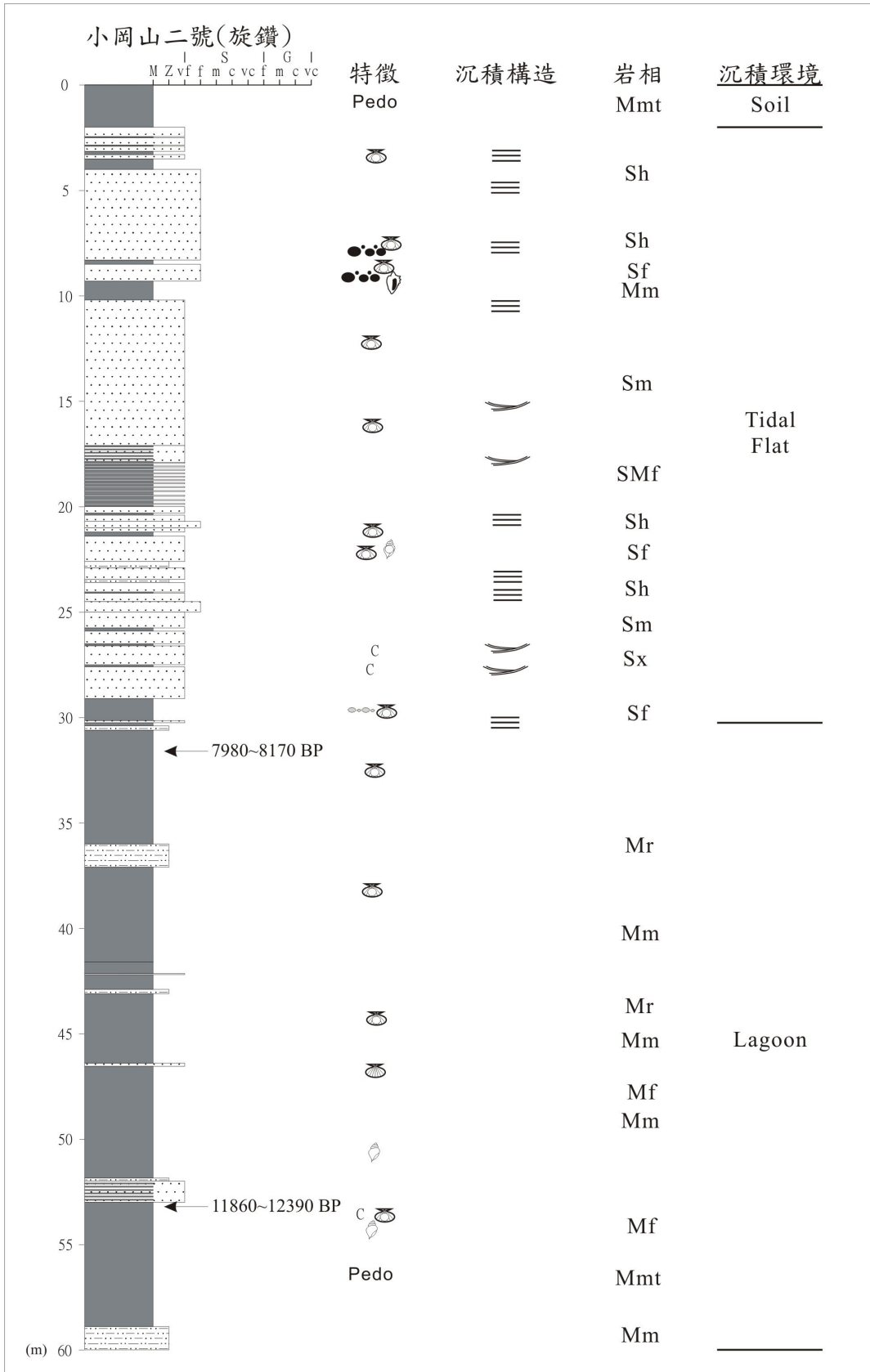


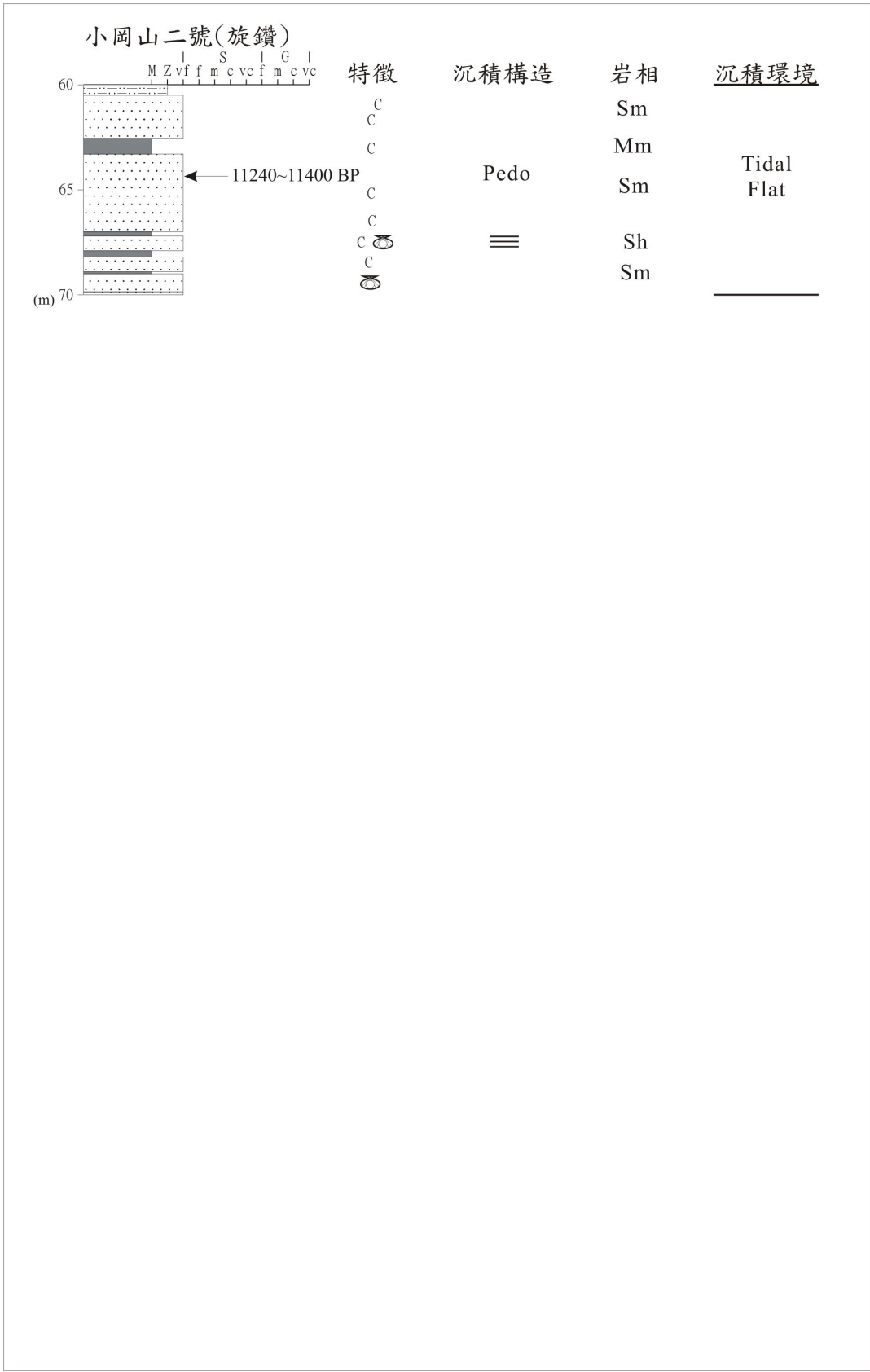


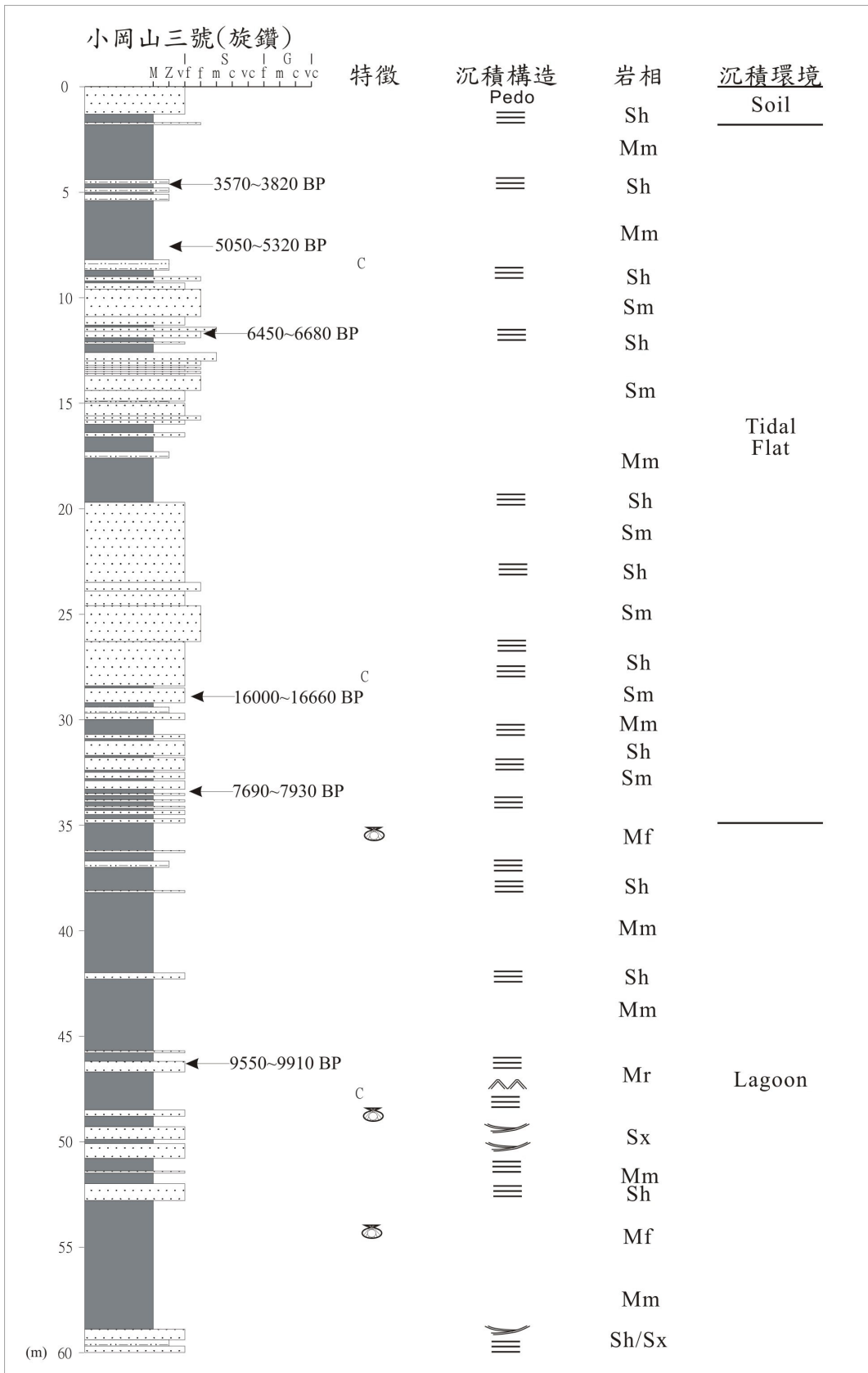


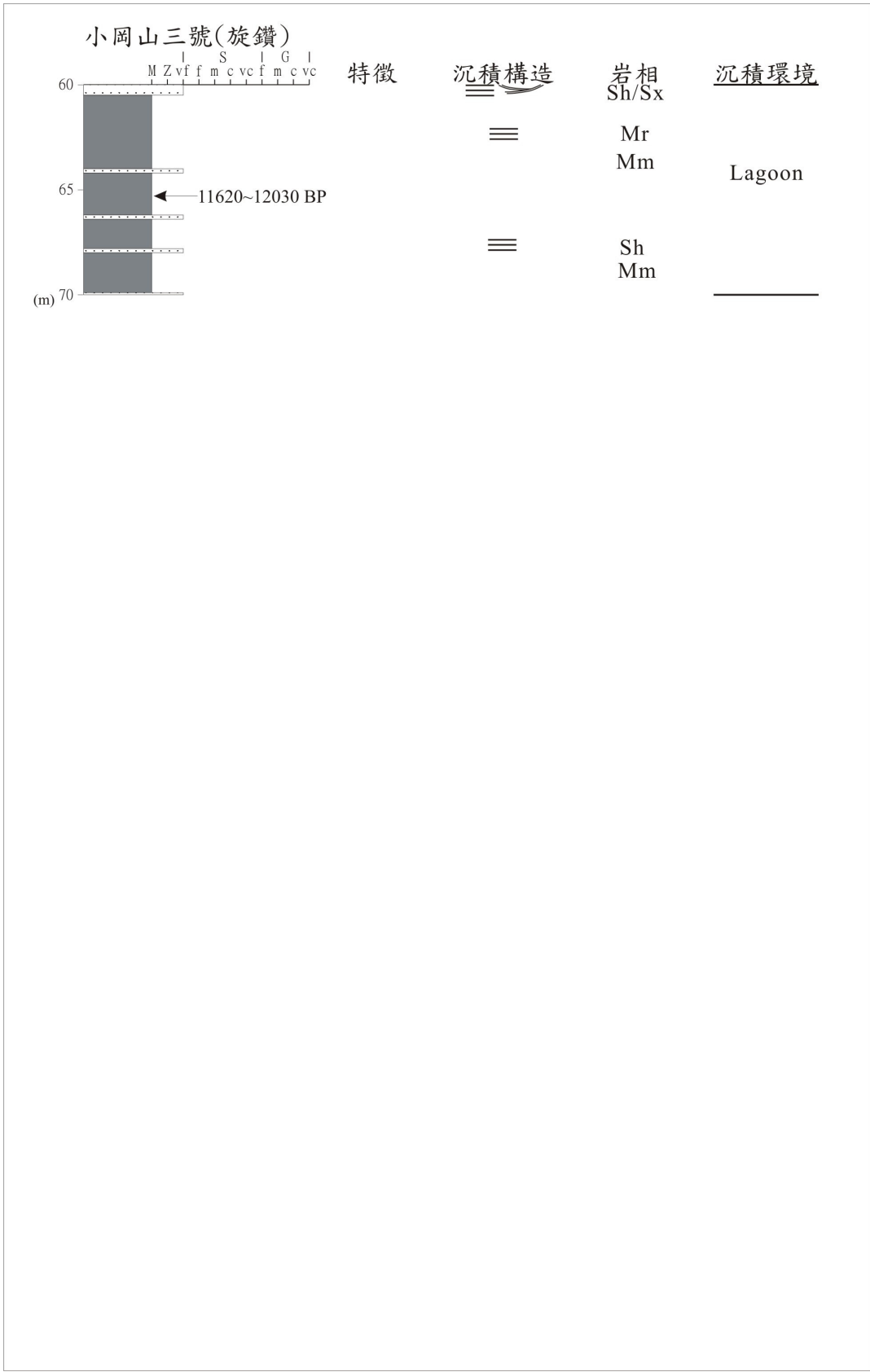












## 後記

論文終於大抵完成了，原本是預計要在附錄的最後這邊附上個人在從事岩芯工作時產生妄想的小故事和四格漫畫，但由於時間上的不足而未能完成插圖及漫畫的部份，最後決定作罷，改天有機會再讓她們公諸於世。於是，我決定寫下這篇後記來為我整個碩士生涯做結，也順便將誌謝中因篇幅有限而未能表達的部份補上。

首先，在這邊我要感謝遠在美國從事研究工作的好朋友—可均，妳在我每次想要放棄這學位時總是有耐心不停的試圖導引我繼續努力，儘管我每次總是任性的不想管而惹妳生氣，很抱歉最後無法完成當初答應妳的承諾，不過還是很謝謝妳給我的鼓勵。接著，我想跟我家的小狗皮皮說聲謝謝，儘管他在我就讀大學時就已身亡，但是他每隔一段時間就會來到我的夢中與我相聚，在攻讀碩士學位的這段時光中，有好幾次我都在夢中抱著他醒來，帶著滿滿的溫暖和淚水。最後我還是想要對我爺爺說聲對不起，沒能於你在世時拿到碩士學位，沒能讓你看到身為長孫的我碩士畢業，沒能讓你當成曾祖父…。這一切的後悔，發生在2009年1月10日的那天早上。得知消息的那幾天，完全無法思考任何事情，有的只是停不住的思念和後悔，等到後事處理完回到台北後，心中甚至想著：我何必繼續完成這論文，就算我寫完了、畢業了，他也已經看不到了。但最後就是因為這份後悔，才讓我下定決心不要讓其他還在的人失望，何況在爺爺過世之前，我已經答應過他要努力試著去完成這個學位。所以，我要將這本論文獻給我的爺爺。

回想起來，在台大地質系也待了十年之久，其中在大學部混了六年、碩士班也過了四年。在這十年之前，看著同學們一個個在我還在讀大學時就碩士畢業、退伍或就業去，而和我同時進研究所的學弟妹們也一個個在我之前畢業當兵工作去，這其中的滋味，其實是很難形容的，有同樣遭遇的人一定能體會我的感受。台大的這片校園，裝載了我十年的台大校園生活，這些回憶，已佔了我目前生命的三分之一。對於很多學弟妹而言，我也許就彷彿是內建在地質系館裡的常駐配備，從入學到畢業，我都是會永遠存在的壕哥，但我並不是，我只是個長年畢不了業的笨學生。在這十年之中，和我的生命有所交集的各位，感謝你們使我的世界多采多姿、感謝你們使我不致寂寞。

我在這塊方寸之地上，累積了太多的回憶，看著人群來來往往，經歷了許多的別離與重逢。台大就像是旅館老闆一樣，迎接來一批又一批的客人，也送走了一批批的客人。我只是一位相較之下比較慵懶而停留較久的旅客，看來是到了該收拾行囊，起身前往下一個落腳處的時候了。總是要失去之後才會曉得珍惜，原來我已經是如此的依戀著台大。

最後，我想要說，我是個驚鈍的學生，所以寫出來的只是一本不盡完美的平凡論文，請不要有過多的期待。但是如果本論文能給您帶來新的啟發或是其他的樂趣，這將會是作者我最大的榮幸。