

國立臺灣大學理學院地質科學研究所

碩士論文

Graduate Institute of Geosciences

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis

由砂箱模型透視台灣南部弧前基磐隱沒機制及前緣

The mechanism of forearc basement subduction and frontal
accretional cycle in southern Taiwan: Insights from
sandbox modeling



Chin-Huang Huang

指導教授：盧佳遇 博士

Advisor: Chia-Yu Lu, Ph.D.

中華民國 2013 年 5 月

May, 2013

國立臺灣大學碩士學位論文
口試委員會審定書

由砂箱模型透視台灣南部弧前基磐隱沒機制
及前緣增積系統

The mechanism of forearc basement subduction and frontal
accretional cycle in southern Taiwan: Insights from sandbox
modeling

本論文係黃欽煌(R99224116)在國立臺灣大學地質科學(系)
所完成之碩士學位論文，於民國 102 年 04 月 15 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：

盧丕述

(簽名)

(指導教授)

朱微祖

廖志文

葉恩偉

張國楨

謝誌

本論文得以完成，首先要感謝指導教授盧佳遇博士，在學生三年的求學過程中，給予諸多的幫助，盡心盡力的支持學生的研究內容，並不辭辛勞的為學生批改論文，在求學這段時間內，學生獲益良多，對於老師的照顧與教誨，學生銘記在心，在此對老師致上最由衷的感謝。

學生口試期間感謝朱傲祖老師、張國楨老師、葉恩肇老師、陳柔妃老師在口試前不斷與學生討論論文初稿，並於口試時提供學生許多寶貴意見及建議，使本論文能更加的完備，學生衷心感謝。

三年漫長研究期間，特別感謝學長姐不顧一切的支持以及無時無刻的幫助我，研究室的陳麗雯學姐，時時的鼓勵及督促，陪我度過很多的低潮期，焦中輝學長一直以來對我的鼓勵以及研究上的肯定，陳致同學長在我研究期間給予諸多寶貴的建議以及報告的呈現方式，讓我報告時能完整呈現內容、潘昌志學長從我一進入研究室就帶領著我，教導我砂箱實驗及PIV分析的要領，王釋賢助理負責打理生活上及野外的雜事，讓我能專心於研究，感謝系上王興麟學姐、陳佩竹學姐、溫心怡學姐一直對我生活上的鼓勵以及打氣，蕭秀璟學姐幫忙拍攝SEM，唐昭榮學長、黃鐘學長、邱詠恬學姐、邱俊穎學長、黃宣維學姐、鍾琬君學姐對於我研究上一直給予協助。也要感謝 R99 同學：睿明、建安、峻鳴、俊甫、丞浩、頌平、雅琳、威宏、定緯、崇哲、閔涵、宛鈴、翊廷、喬茵，陪伴我一同修課，一起寫論文，身旁的學弟妹：警安、譯禾、影澄、承恩、羽龍、昱茨、郁凱、碩哲、砂線石家族學弟妹，無怨無悔陪同我做任何事情，口試當天，給予機動性的幫忙，更感謝像家人的朋友詩凱、亮伸、富聰、蕙萌，謝謝你們總是在我意志消沉時，給我諸多的鼓勵，在此一併感謝在我求學過程中幫助過我的師長、同學、同事。

最後，僅將本論文獻給我摯愛的父母弟妹、親友們以及我愛的人，因為有你們的支持與鼓勵，我才能無後顧之憂地專心於研究及課業，在這一路顛簸的求學之路能堅持下去，撐到現在，我愛你們每個人，謝謝！

摘要

台灣島位於歐亞板塊與菲律賓海板塊斜向聚合帶上，為世界活躍的造山帶之一。台灣南部海域包含了呂宋島弧的弧前基磐，而此弧前基磐隱沒作用，亦對應著台灣島的板塊運動自隱沒作用轉變為碰撞的過渡帶。本研究中嘗試利用物理砂箱模型進行構造重演，以模擬台灣南部海域弧前基磐隱沒作用以及增積楔形體的弧前增積系統之循環。接著定義弧前增積系統發育時，各個活動階段增積楔形體的幾何特徵以及空間分佈，更進一步利用質點影像速度分析，分析實驗中質點瞬間變化、位移場向量以及剪應變量化等分析。

從模擬結果發現，增積楔形體的發展受到底部摩擦力不同的影響，斷層生長的幾何方式也有所差異。當底部為低摩擦力時，則斷層幾何型式為前緣增積與滑脫作用；而底部為高摩擦力時，會造成深部物質與底拖帶產生互鎖現象，造成俯衝作用，幾何型式則形成覆疊形式的逆衝斷層。此外，PIV分析結果，說明增積楔形體在初始逆衝斷層發育階段呈現應變增強；深部俯衝階段應力則呈現應變減弱。從剪應變的結果中了解，表面的侵蝕作用會使斷層發生脫序行為，以及影響斷層發展的週期。整個台灣的造山運動由板塊的隱沒增積揭開序幕，當弧前基磐開始隱沒時，造成新造山增積楔形體發展於後阻體與弧前基磐之間，並與原先的楔形體產生碰撞，衍生出兩個切過碰撞帶的背衝斷層構造。且藉由此背衝斷層可能用以解釋台灣東南部地區目前所觀察到地層倒轉，位於海床底下的物質亦可能透過此背衝作用的機制，出露至地表形成野外所觀察到的混同層。本研究主要觀察到的結果說明了台灣造山帶初期的板塊構造演化。首先，因板塊隱沒作用而造成增積楔形體的發展，繼之，在初期碰撞時，增積楔形體底部弧前基磐的隱沒拖曳作用造成了兩次碰撞現象。本研究的驗證結果幫助我們瞭解台灣大地構造的演變，為利用砂箱模擬探討構造演化的一項實例。

關鍵字: 砂箱、前緣基磐、造山增積楔形體、質點影像速度分析、台灣

Abstract

The active Taiwan orogenic belt is considered as formed by the Eurasian plate obliquely converging with the Philippine Sea plate. In southern offshore of Taiwan, the oceanic lithosphere subducted eastward beneath the Philippine Sea Plate along the Manila Trench. In southern Taiwan there was a slice of Luzon forearc basement as a consequence of the transition from oceanic to incipient continental subduction. In this study, we designed the experiments by the sandbox of physical models to examine the detail impact of forearc lithosphere subduction on forearc basin and accretionary wedge deformation. We also demonstrate that the geometry of the deformation and spatial distribution of surface uplift can be used to the currently active phase within a frontal accretion cycle. After that, we analyzed the displacement field of particles by PIV (Particle Image Velocimetry) to quantify the vector field and the shear strain of the model result.

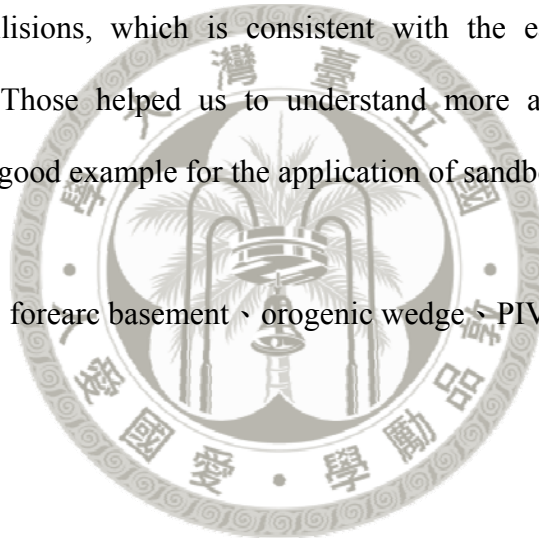
Our experiment results showed that the friction could be affected the fault geometry. In low friction basement, the fault geometry favors develop as push-out décollement, on the contrary, in the high friction basement, the fault geometry prefers develop underthrusting and imbricate structure. From the PIV result, We infer that the three phases of a frontal accretion cycle are controlled by the strain hardening and softening processes. The stress-strain evolution will harden in the thrust initiation phase and soften in the underthrusting phase. Furthermore, our modeling result from PIV suggests that the surface erosion promotes the possibility of out-of-sequence thrusts.

The orogeny of Taiwan is starting when the plates subducted to product the accretionary wedge. When the forearc basement began to subduct under the Luzon arc, the new orogenic wedge was grown at the boundary between the backstop and

the forearc basement. The previous accretionary wedge and the orogenic wedge were accreted to develop major backthrust and backfolding in the forearc basin. In our opinion, this major backthrust and back fold at retro-wedge probably consistent with the field observation of the overturn structures in the southeastern Central Range. And the material beneath the seafloor could derived from the thrust and became part of the Mélange.

In summary, our study results demonstrate early stage of Taiwan orogenic evolution. At the first phase, plates subducting form the accretionary wedge; at the second phase of the initial collision, the forearc basement is subducted under the arc to cause double collisions, which is consistent with the early stage of Taiwan orogenic evolution. Those helped us to understand more about Taiwan tectonic evolution and built a good example for the application of sandbox simulation.

Key words: Sandbox 、 forearc basement 、 orogenic wedge 、 PIV 、 Taiwan



目錄

口試委員審定書	I
謝誌	II
摘要	III
Abstract	IV
目錄	VI
圖目錄	IX
表目錄	XII
第一章 緒論	1
1.1 研究目的及動機	1
1.2 章節內容	4
第二章 前人研究	5
2.1 研究區域背景	5
2.2 增積楔形體研究	19
第三章 模型模擬及尺度考量基本因素	24
3.1 模型種類	24
3.2 基本模型理論	24
3.2.1 物理維度與模型相互關係	25
3.2.2 相似性	28
3.3 實驗模型材料	30
3.4 模型相似性的選取與決定	32
第四章 研究方法	34
4.1 砂箱歷史沿革	34
4.2 本研究模型設計	38
4.3 實驗材料性質分析	40
4.4 實驗步驟	45

4.4.1	石英砂染色處理.....	45
4.4.2	砂與玻璃間邊界效應.....	45
4.4.3	實驗過程.....	46
4.4.4	表面侵蝕作用.....	47
4.5	質點影像速度分析.....	48
4.5.1	PIV 簡介.....	48
4.5.2	PIV 資料處理流程.....	49
4.6	統計前緣斷層生長週期.....	57
第五章 實驗結果.....		58
5.1	砂箱影像分析結果.....	58
5.1.1	底部高摩擦力實驗.....	59
5.1.2	底部低摩擦力實驗.....	59
5.1.3	底部高摩擦力侵蝕實驗.....	59
5.1.4	底部低摩擦力侵蝕實驗.....	59
5.2	PIV 影像分析結果.....	65
5.2.1	底部高摩擦力實驗- PIV 分析結果.....	66
5.2.2	底部低摩擦力實驗- PIV 分析結果.....	68
5.2.3	底部高摩擦力侵蝕實驗- PIV 分析結果.....	70
5.2.4	底部低摩擦力侵蝕實驗- PIV 分析結果.....	72
5.3	弧前基磐隱沒作用.....	74
5.3.1	低度摩擦力實驗.....	77
5.3.2	低度摩擦力侵蝕實驗.....	80
5.3.3	高度摩擦力實驗.....	84
5.3.4	高度摩擦力侵蝕實驗.....	88
5.4	現今野外觀察及砂箱細部模擬結果.....	92
第六章 討論.....		100
6.1	前緣增積循環幾何特徵.....	100

6.2	前緣增積循環應力分布特徵.....	103
6.3	底部摩擦參數影響討論.....	105
6.4	前緣斷層生長週期.....	106
6.5	侵蝕作用影響斷層脫序活動.....	108
6.6	弧前基磐的隱沒作用.....	109
6.7	台灣造山帶相關研究發展.....	114
第七章 結論.....		118
參考文獻.....		119



圖目錄

圖 1.1	台灣板塊構造立體示意圖。.....	3
圖 1.2	雙伸向楔形體幾何示意圖。.....	3
圖 2.1	台灣南部海域構造圖及剖面構造解釋。.....	8
圖 2.2	台灣造山帶由隱沒初期至碰撞及呂宋島弧演化示意圖。.....	9
圖 2.3	台灣南部海域三組橫移斷層系統。.....	10
圖 2.4	利用 DEM 呈現台灣東南沿岸地形及構造特徵。.....	11
圖 2.5	Lu and Hsu(1992)台灣構造演化不同時期示意圖。.....	13
圖 2.6	台灣中央山脈東南翼三維構造演化圖。.....	14
圖 2.7	Malavieille <i>et al.</i> (2002)針對台灣三百萬年來造山帶構造演化過程。.....	16
圖 2.8	Malavieille <i>et al.</i> (2002)台灣造山帶構造演化橫剖面模型。.....	17
圖 2.9	台灣構造地形圖(左)與三條縱剖面示意圖(右)。.....	18
圖 2.10	增積楔形體生長的推土機模型。.....	20
圖 2.11	Hoth <i>et al.</i> (2007)前緣增積循環概念模型。.....	22
圖 2.12	Hoth <i>et al.</i> (2007)砂箱結果探討增積楔形體的運動學及幾何的變化。.....	23
圖 4.1	Cadell (1888)利用脆性材料進行造山帶的模擬。.....	36
圖 4.2	隱沒式砂箱儀器。.....	36
圖 4.3	縮進式砂箱儀器。.....	36
圖 4.4	隱沒模型及縮進模型的橫剖面圖。.....	37
圖 4.5	本研究模擬底拖式隱沒砂箱模型。.....	38
圖 4.6	本研究使用底拖式砂箱模型。.....	39
圖 4.7	實驗用澳洲風成砂之摩擦試驗結果。.....	41
圖 4.8	FE-SEM 拍攝實驗乾石英砂及實心玻璃珠顯微鏡照片。.....	42
圖 4.9	砂箱侵蝕實驗示意圖。.....	47
圖 4.10	質點影像速度分析原理。.....	48

圖 4.11	PIV 分析流程圖表。.....	52
圖 4.12	本圖為 PIVview3.0 軟體讀取實驗影像圖。.....	53
圖 4.13	PIV 資料分析參數。.....	54
圖 4.14	PIV 不同判斷視窗選擇的分析結果。.....	55
圖 4.15	解釋前緣增積系統中前緣斷層生長情形。.....	57
圖 5.1	底部高摩擦力雙向增積楔形體砂箱實驗。.....	60
圖 5.2	底部低摩擦力雙向增積楔形體砂箱實驗。.....	61
圖 5.3	底部高摩擦力雙向增積楔形體侵蝕砂箱實驗。.....	62
圖 5.4	底部低摩擦力雙向增積楔形體侵蝕砂箱實驗。.....	63
圖 5.5	PIV 分析高摩擦力實驗的前緣增積。.....	67
圖 5.6	PIV 分析低摩擦力實驗的前緣增積。.....	69
圖 5.7	PIV 分析高摩擦力表面侵蝕實驗的前緣增積。.....	71
圖 5.8	PIV 分析低摩擦力表面侵蝕實驗的前緣增積。.....	73
圖 5.9	低度摩擦力實驗模擬弧前基磐隱沒系統。.....	78
圖 5.9	低度摩擦力實驗模擬弧前基磐隱沒系統。.....	79
圖 5.10	低度摩擦力侵蝕實驗模擬弧前基磐隱沒系統。.....	81
圖 5.10	低度摩擦力侵蝕實驗模擬弧前基磐隱沒系統。.....	82
圖 5.10	低度摩擦力侵蝕實驗模擬弧前基磐隱沒系統。.....	83
圖 5.11	高度摩擦力實驗模擬弧前基磐隱沒系統。.....	85
圖 5.11	高度摩擦力實驗模擬弧前基磐隱沒系統。.....	86
圖 5.11	高度摩擦力實驗模擬弧前基磐隱沒系統。.....	87
圖 5.12	高度摩擦力侵蝕實驗模擬弧前基磐隱沒系統。.....	89
圖 5.12	高度摩擦力侵蝕實驗模擬弧前基磐隱沒系統.....	90
圖 5.12	高度摩擦力侵蝕實驗模擬弧前基磐隱沒系統。.....	91
圖 5.13	台東卑南鄉泥質利吉混同層夾雜超基性外來岩塊。.....	93
圖 5.14	台東太麻里溪南側露頭-倒轉向斜軸部。.....	93

圖 5.15	台灣東南部區域構造模擬。.....	96
圖 5.15	台灣東南部區域構造模擬。.....	97
圖 5.15	台灣東南部區域構造模擬。.....	98
圖 5.16	台灣東部實驗模擬結果放大示意圖。.....	99
圖 6.1	台灣地體構造圖。.....	101
圖 6.2	前緣斷層與基磐觸碰形成的幾何特徵。.....	102
圖 6.3	自然原岩及石英砂應力應變關係圖。.....	104
圖 6.4	PIV 分析不同摩擦力實驗。.....	104
圖 6.5	素描實驗 5.1.1-5.1.4 斷層幾何及粒徑軌跡(particle paths)。.....	105
圖 6.6	底部摩擦力影響前緣斷層生長間距及生長週期。.....	107
圖 6.7	底部摩擦力以及表面侵蝕的差異實驗。.....	108
圖 6.8	不同摩擦力模擬前緣增積系統以及弧前基磐隱沒作用。.....	111
圖 6.9	解釋弧前基磐隱沒作用及地質剖面。.....	112
圖 6.10	Lu and Hsu(1992)提出現今二次碰撞後台灣構造剖面示意圖。....	113
圖 6.11	蘇澳南方海岸之廬山層出露剖面。.....	116
圖 6.12	物理模型比對台灣地區西部麓山帶及玉山的逆衝斷層序列。.....	117

表目錄

表 3.2.1	物理量因次單位和尺度因次。.....	26
表 3.2.1	物理量因次單位和尺度因次。.....	27
表 4.3.1	石英砂之化學分析結果(SIBELCO 檢測)。.....	43
表 4.3.2	實驗材料 顆粒分析結果(Klinkmuller 檢測)。.....	43
表 4.3.3	電子顯微鏡得到的石英砂粒徑大小、淘選度(Klinkmuller 檢測)。.....	43
表 4.3.4	電子顯微鏡得到石英砂長寬比、角度、圓度(Klinkmuller 檢測)。.....	43
表 4.3.5	環剪試驗及直接剪力實驗結果 (Klinkmuller 檢測)。.....	44
表 4.3.6	實驗底拖帶砂紙詳細資料 (Buffalo 官方網站)。.....	44
表 5.1	四個實驗參數一覽表。.....	58
表 5.2	實驗結果增積楔形體循環各個階段。.....	64
表 5.3	雙向增積楔形體 PIV 分析結果。.....	74
表 5.4	實驗參數設定一覽表。.....	76



第一章 緒論

1.1 研究目的及動機

台灣位於歐亞板塊東南邊緣與菲律賓海板塊斜向聚合碰撞帶上，為現今全球最年輕且正在活動的造山帶之一，其特殊的地質環境及地質構造，長久以來一直頗受世人注目。整個台灣島從南到北可視為一個大規模弧陸碰撞系統，台灣南部海域為呂宋弧溝系統，由南段單純的隱沒作用向北轉變成弧陸碰撞地帶，藉由研究南部海域可以了解初期台灣造山帶的構造演化(圖 1.1)。

台灣南部海域 20°N 以南，屬於板塊隱沒作用(Huang *et al.*, 2000)，此區域受到板塊隱沒作用形成典型的雙向增積楔形體(bivergent wedge)，由於板塊隱沒，經由上下板塊重疊之間所存在最弱的點，形成速度上的不連續點，數學上又稱為奇異點(Singularity)，增積楔形體從速度不連續點開始向上發展。雙向增積楔形幾何定義由共軛的前緣及背衝逆衝斷層所組成。軸部(Axial)為整個雙增積楔形體地勢最高地方，發展於下俯衝板塊上方的增積楔形體，定義為增積楔形體前側(pro-wedge)，其內部生長的逆衝斷層以前緣斷層(forethrust)為主；發展上覆板塊的增積楔形體，定義為增積楔形體的背側(retro-wedge)，其內部發育的逆衝斷層以背衝斷層(backthrust)為主(Hoth, 2006; Hoth *et al.*, 2007)(圖 1.2)。

從觀察台灣南部海域海底地形圖，發現恆春海脊及花東海脊之間的弧前盆地有逐漸消失的情況，對於此觀察到的現象，前人提出模型說明菲律賓海板塊前緣可能存在了弧前基磐(forearc basement)，由於弧前基磐隱沒時，造成弧前盆地收縮以及兩個不同時期的增積楔形體會受到弧前基磐隱沒而有所相互影響(Malavieille and Trullenque, 2009)。本研究乃先針對構造運動為隱沒作用的南端進行模擬，逐漸往北到了碰撞初期階段，為弧前基磐隱沒作用，更進一步了解台灣島從隱沒作用發展至初期碰撞的整個構造之演化過程。由於弧前盆地的閉合與背衝斷層發育有密切關係，台灣東南部的地層倒轉證據，是否與整個南部海域附近

初期弧陸碰撞所產生背衝斷層有關，本研究也針對此地質構造做模擬。希望藉由實驗結果，能檢驗對於前人所提出的演化過程是否可行，也期許能對台灣南部的大區域構造演化有更深入瞭解與助益。

近年來發展物理模型的研究主要是在岩石圈尺度的物理模擬實驗和數值模擬 (Chemenda *et al.*, 1997; Tang and Chemenda, 2000; Chemenda *et al.*, 2001)，利用物理模型直觀且快速優點，將實驗成果輔助說明台灣造山帶演化過程。本研究目的在於嘗試著用前人的研究成果以及前人野外觀察到的地質現象作為基礎，並利用二維砂箱模型模擬台灣造山帶初期碰撞過程，並說明南部區域整體構造發育過程及構造間互相發展是否與造山帶的二次碰撞有密切關係。由於砂箱模型可以考慮到地質環境的邊界條件，並透過對地質環境的認識，選擇適合的模擬材料和模擬方法進行實驗，此研究方法最大優點在於可以快速且即時的觀察立體的地質構造的演變和機制，也可以藉由影像記錄，比對各種實驗的模擬過程。



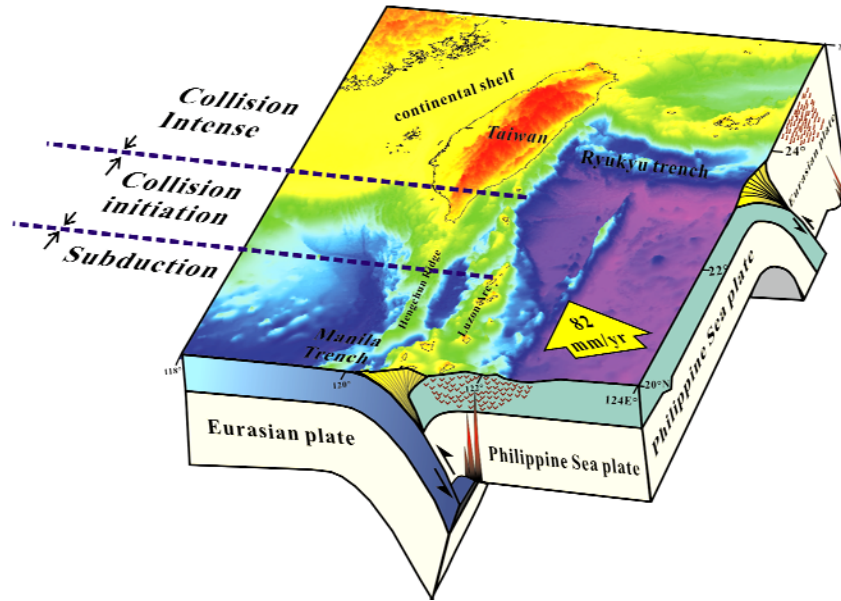


圖 1.1 台灣板塊構造立體示意圖。歐亞板塊在台灣南部外海向東南隱沒至菲律賓海板塊之下，形成呂宋-馬尼拉弧溝系統。在台灣東北方，菲律賓海板塊向西北隱沒至歐亞板塊下方，形成琉球弧溝系統。(修改自 Chang *et al.*, 2000)。

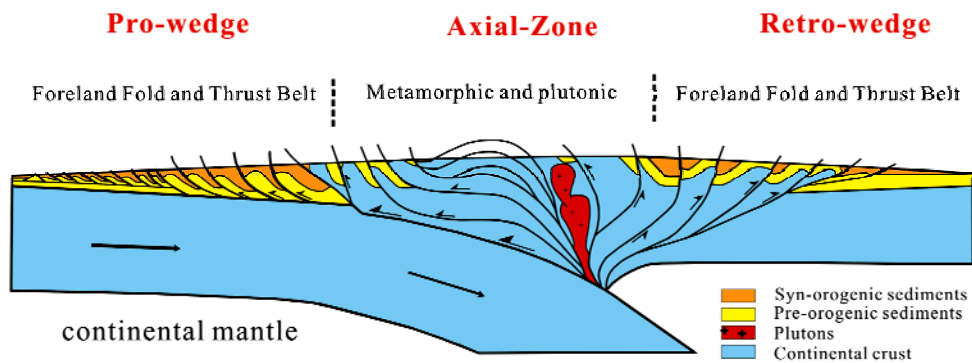


圖 1.2 雙伸向楔形體幾何示意圖。由隱沒經由速度不連續點發展，整個增積楔形體地勢最高為軸部，相對於隱沒方向生長的增積楔形體稱為增積岩體的前側，往另一側生長為增積楔形體的背側。(修改自 McClay and Whitehouse, 2004)。

1.2 章節內容

本論文研究共分為七章:第一章闡述本研究的動機與目的;第二章則是回顧本研究區域相關的學術文獻,於2.1節對於台灣南部海域的區域地質、構造等背景資料並結合前人所做過的模擬,並在2.2節,提出前人探討關於增積楔形體發展的學說及定理,並提出此區域的研究重點,希望能在前人的研究基礎上,對台灣南部的構造演化能有更進一步的成果以及討論。

第三章介紹研究方法,其有兩個重點,第一個就是本研究所使用的模型以及後續分析時所使用軟體,首先闡述砂箱模型分為兩種分別是縮進式及隱沒式,藉由說明兩種砂箱的差別,說明本研究所使用砂箱模型基本的內容,其後並介紹整個砂箱實驗準備到模擬的過程。本文研究方法並說明使用的軟體-質點影像速度分析,其分析原理以及軟體基本的介紹,最後關於軟體分析的結果一併在第五章成果中呈現。

第四章為說明在模型中的尺度問題,解釋為何砂箱可用來對比模擬真實的地質構造演化。

第五章為實驗結果,利用實驗過程中所拍攝的影像以及重繪實驗結果進行研究成果的展現。

第六、七章分別為討論以及結論,第六章將本研究的結果與其他研究相互支持以及矛盾之處做比較,並提出本研究與前人野外結果進行對比,並綜合目前現階段所有關此區域的研究,建立此區域較適合的板塊碰撞的模型。於第七章結論中,對台灣造山帶構造演化歸納做為總結。

第二章 前人研究

2.1 研究區域背景

古新世開始，一系列東北向的地塹(graben)形成於歐亞板塊東南方，中新世中期，這些地塹連續張裂形成海洋岩石圈及南中國海(Taylor and Hayes, 1983)。台灣南部及其海域為歐亞板塊隱沒作用向北轉為弧陸碰撞的過渡地帶，呂宋島弧發育時間為漸新世晚期至中新世中期(Bachman *et al.*, 1983; Karig, 1983; Richard *et al.*, 1986)，板塊隱沒作用造成此島弧區域為增積系統的活躍區。此期間菲律賓海板塊朝著北北西方向往歐亞板塊前進，使得菲律賓海板塊上俯衝至南中國海板塊之上(Lewis and Hayes, 1984)，由於隱沒過程中，大量的陸源沉積物被刮起堆積於海溝的增積楔形體內，造就了增積楔形體的成長，而呂宋島弧隱沒弧溝系統亦於此時在菲律賓海板塊上持續發育著。在增積楔形體及呂宋島弧間，存在一個的北呂宋島弧的弧前盆地，內部沉積物厚度約 3.6 公里覆蓋在弧前盆地之上，並往南朝呂宋方向傾斜(Lewis and Hayes, 1984)，沉積物來源包含島弧、增積楔形體及弧前盆地中央區域沖刷下的沉積物。在南中國海隱沒帶中，北呂宋海槽弧前序列少有變形，但由於隱沒加積作用，使增積楔形體東翼有向東傾出的逆衝盲斷層，稱之為背衝逆斷層作用，其可能逐步形成構造楔形體(tectonic wedge)或是三角帶(triangle zone)(Lieske *et al.*, 1992; Lundberg *et al.*, 1992)(圖 2.1 C)。完整火山弧範圍從呂宋島向北延伸，經過蘭嶼和綠島，銜接到台灣東部的海岸山脈，而海溝東側的增積岩楔則是向北銜接上中央山脈。接著從這時期之後開始在菲律賓海板塊發生發育隱沒作用(Taylor and Hayes, 1980,1983; Hayes and Lewis,1984)。

位於台灣北部的菲律賓海板塊隱沒至歐亞板塊之下，而在台灣南部形成歐亞板塊隱沒至菲律賓海板塊之下，兩個隱沒帶上方分別發展出琉球及呂宋島弧系統，兩系統分別延伸入台灣至台灣北部交會。整個台灣南部海域構造因此，由 20° N 以南的隱沒系統，逐漸朝北邊處轉變為弧陸碰撞(arc-continent collision)。

距今五百萬年前左右，菲律賓海板塊的運動方向由北北西轉為西北西 (Matsubara and Seno, 1980; Seno and Maruyama, 1984; Sarewitz and Karig, 1986; Teng, 1987)，以 7~9 cm/yr 的速率向歐亞板塊運動 (Katsumata and Sykes, 1969; Seno, 1977; Minster *et al.*, 1979; Seno *et al.*, 1987)，南北走向的呂宋島弧開始以斜向碰撞大陸邊緣，弧陸碰撞因此開始揭開序幕，於四百萬年前左右，弧陸碰撞以 84 公里速率向南傳遞 (Suppe, 1984; Yu and Chen, 1994)。由於歐亞大陸地殼不斷地受到呂宋島弧逆衝作用，使其外圍之大陸隆坡、大陸坡以及陸棚外緣處岩層，相繼被帶入隱沒帶，使得增積楔形體快速成長，並於距今五百萬年前露出水面形成台灣島之前身，到了距今三百萬年前則抬升成台灣碰撞造山的雛形，進而發育成今日的中央山脈，之後呂宋島弧最北段被擠壓抬升至中央山脈東側，形成了今日的海岸山脈 (Teng, 1990) (圖 2.2)。

關於台灣隱沒增積時的背衝構造，其形成原因為歐亞板塊受到隱沒作用，變質岩基底沿逆掩斷層受到俯衝作用 (underthrust) 而抬升，使增積楔形體內逆斷層構造出露基底岩盤，造成沉積物產生褶皺彎曲的現象，而伴隨此俯衝作用發生同時，相對於其反方向孕育出的逆斷層系統，為本研究中所指的背逆衝斷層構造 (Reed *et al.*, 1992) (圖 2.1 C)。

台灣南部海域 20°N 以北為初期弧陸碰撞帶，恆春海脊為一個隱沒形成的增積楔形體，此增積楔形體可延伸到恆春半島-中央山脈南段 (Huang *et al.*, 2000)。從海底地形上，恆春海脊為增積楔形體的上斜坡 (Upper Slope) (Reed *et al.*, 1992)，其從中國大陸東南地區侵蝕，並沉積到歐亞大陸斜坡-南海海盆-馬尼拉海溝的深海沉積物，而深海沉積物受到隱沒作用刮起增積至菲律賓海板塊增積楔形體內。

在弧陸碰撞初始時期，位於呂宋島弧東側及增積形體西側皆存邊緣斷層系統 (arc-prism boundary fault) (Byrne, 1998)。此邊緣斷層系統往南延伸可與恆春海脊及北呂宋海槽相連；往北延伸可接續弧陸碰撞後期的縱谷斷層系統。故其可能影響北呂宋海槽構造成因之一。而弧陸碰撞帶受到背逆衝斷層加以橫移斷層系統影響 (圖 2.3) (Aaser *et al.*, 1997; Fuh *et al.*, 1994, 1997)，使弧前序列之逆衝構造於恆

春海脊東側發展出花東海脊(Reed *et al.*, 1992)，並造成北呂宋海槽之向北逐漸封閉，形成台東海槽南段的窄淺形貌。

在台灣南部的花東海脊位於增積楔形體東側，為弧前盆地閉合後受到背衝斷層產生的背側增積楔形體(retro-wedge)，此背衝增積楔形體的發展是由弧前盆地中累積褶皺及斷層所組成的，其發育時間可能在島弧及增積楔形體間的弧前盆地關閉時期(Lundberg *et al.*, 1997)。關於台東海槽為花東海脊逆衝楔形體之南段(Lundberg *et al.*, 1992)。當中有一南北流向之台東海底峽谷(Taitung Canyon)，為台東海槽中主要的地形特色(圖 2.4)。由於花東海脊迅速成長並逆衝上東側的島弧(Malavieille and Trullenque, 2009)，因此台東海底峽谷能於 22° 25' N 處往東穿越綠島、蘭嶼之間，迂迴綿延至花東海盆(圖 2.4)。在這之後花東海脊以及增積楔形體之間發育縫合盆地—南縱海槽(South Longitudinal Trough)，其沉積物多來自中央區域的恆春半島以及海岸山脈(Huang *et al.*, 1992)，向北可與台灣東邊的縱谷地形—台東縱谷(Longitudinal Valley)相呼應，向西與恆春半島相連(圖 1.1)。與北呂宋海槽弧前盆地差異，南縱海槽沉積物來自恆春半島，當中更不乏記錄著花東海脊抬升的成長地層(growth strata)，從前人研究中可以得知花東海脊最上層的地層，為南縱海槽造山地層所組成(Huang *et al.*, 1992)。碰撞造山作用，造成來自中央山脈的沉積物，經過台東縱谷後往台東峽谷輸送，進而充填在發育中的南縱海槽，或者再穿越花東海脊及火山島弧區域，沉積在花東海盆中(圖 2.4)。

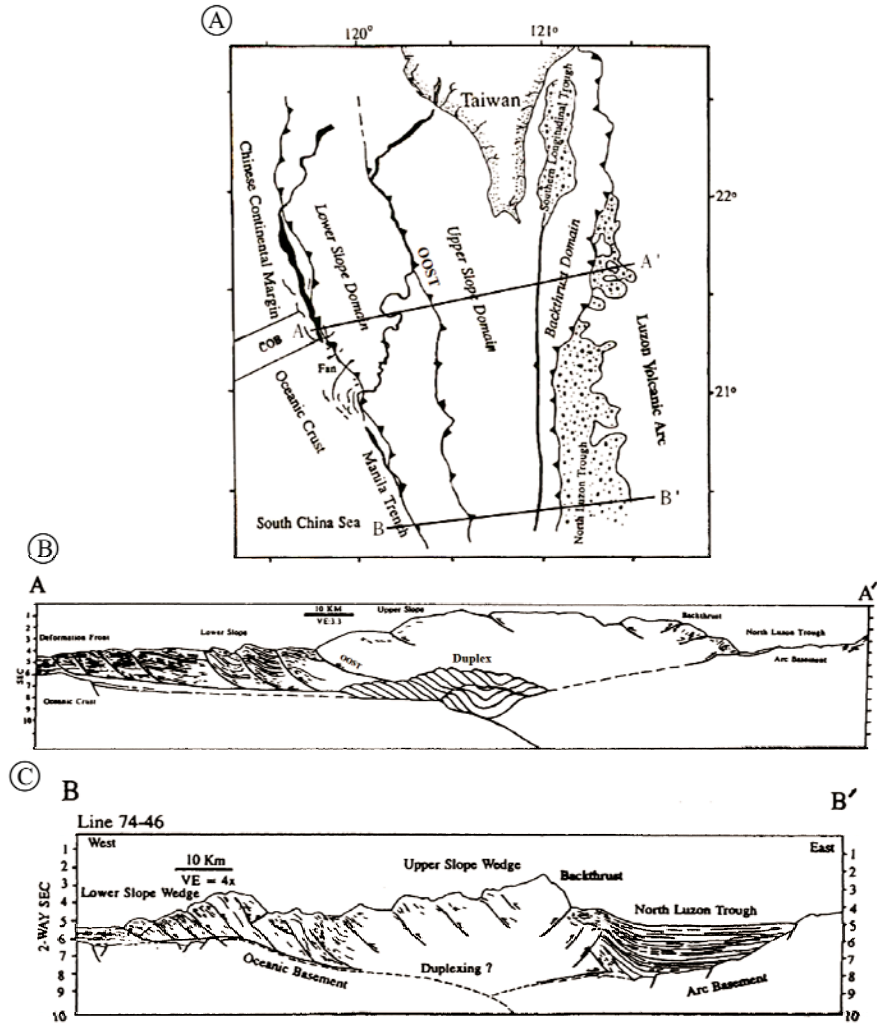
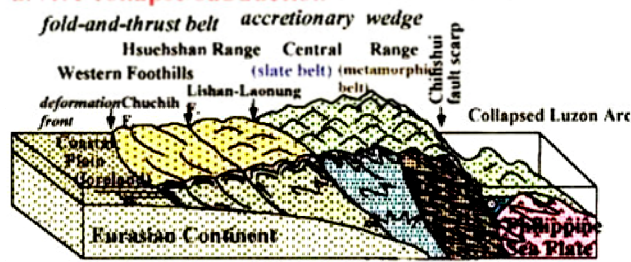
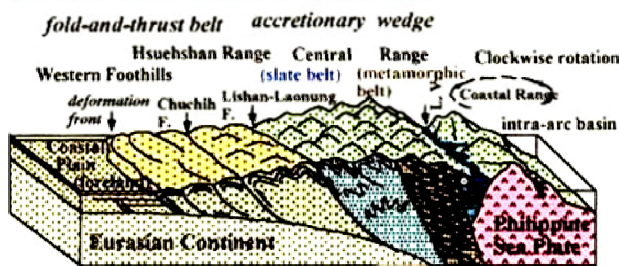


圖 2.1 台灣南部海域構造圖及剖面構造解釋。圖 A 為向東傾斜的逆衝斷層及褶皺之分布；OOST(out of sequence thrust)為脫序斷層，此斷層以東為上部斜坡帶，增積楔形體西側為下部斜坡帶。增積楔形體背側為背衝斷層。北呂宋海槽(North Luzon trough)向北由隱沒(BB'剖面)進入碰撞(AA'剖面)，造成弧前盆地的閉合。(摘自 Reed *et al.*, 1992)。

d. Arc collapse/subduction (1-2 Ma - Recent)



c. Advanced arc-continent collision (2 Ma - Recent)



b. Initial arc-continent collision (5 Ma - Recent)

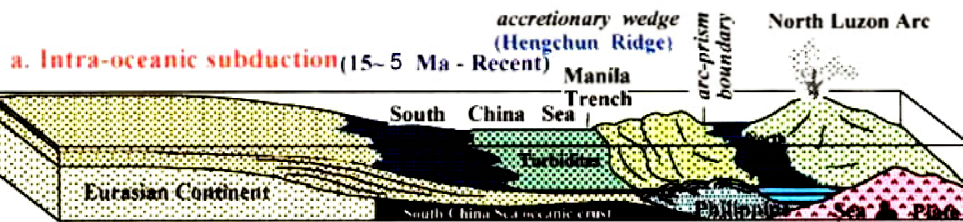
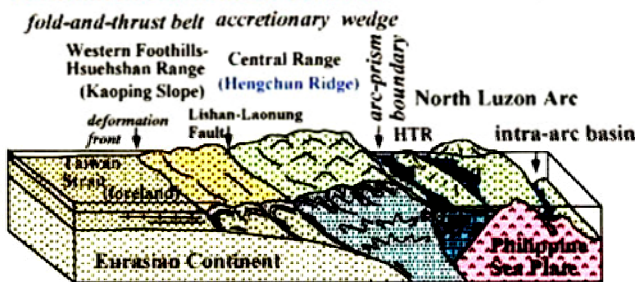


圖 2.2 台灣造山帶由隱沒初期至碰撞及呂宋島弧演化示意圖。(摘自 Huang *et al.*, 2000)。

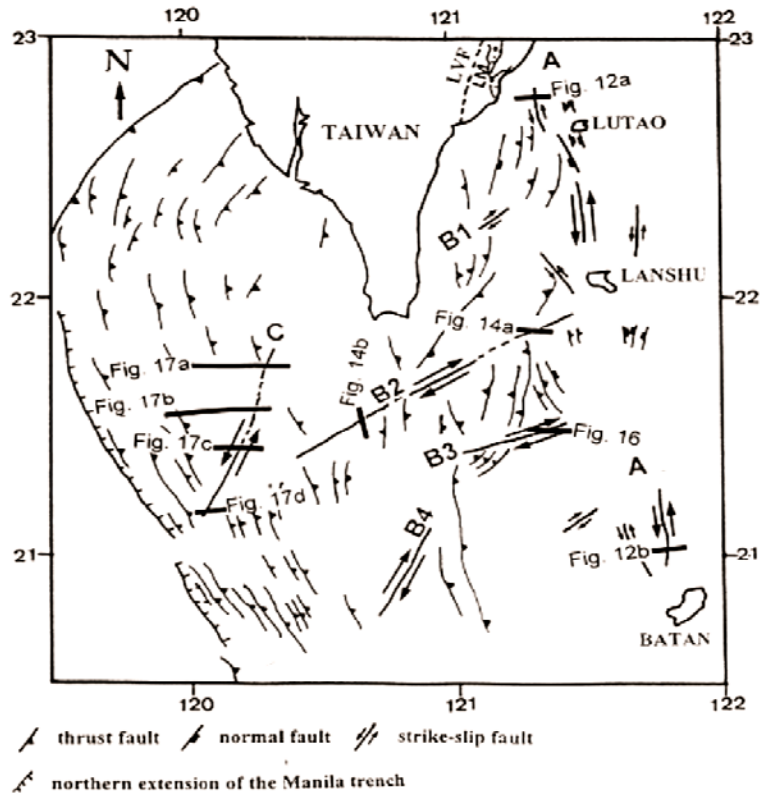


圖 2.3 台灣南部海域三組橫移斷層系統。A 組為分佈在呂宋火山島弧內略呈南-北走向的左移斷層系統；B 組為位於增積楔形體及後側向島弧的東北-西南走向之右移斷層系統；C 組為增積楔形體前緣之北北東-南南西走向的左移斷層。(摘自 Fuh *et al.*, 1997)。

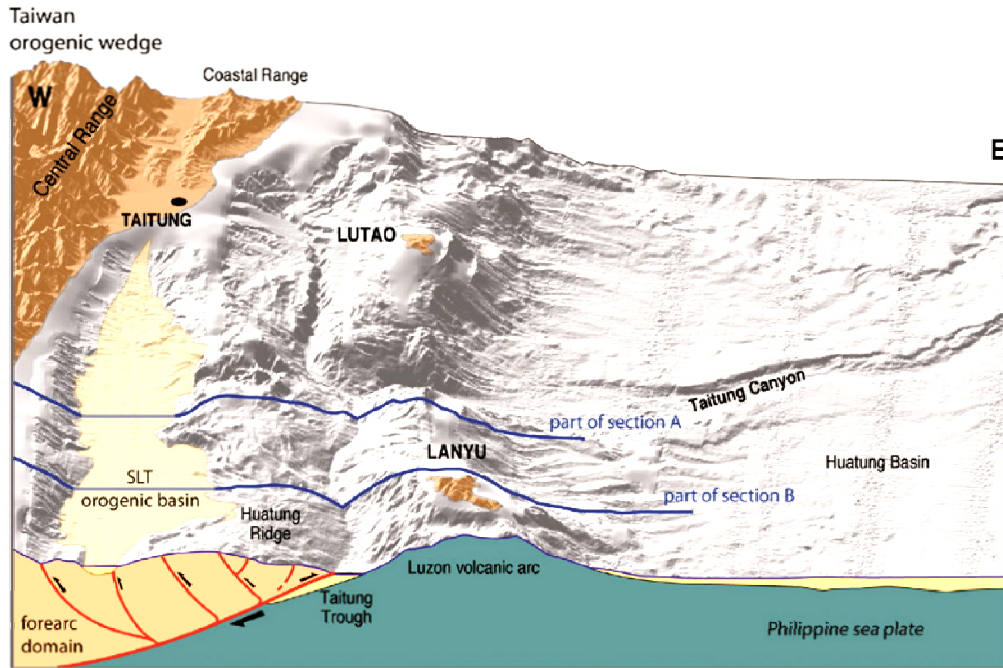


圖 2.4 利用 DEM 呈現台灣東南沿岸地形及構造特徵。由西向東依序為中央山脈、南縱海槽(黃色區域)、花東海脊台東海槽、綠島、蘭嶼火山島弧、花東海盆；中間有一道由西向東切割的台東峽谷。(摘自 Malavieille and Trullenque, 2009)。

Lu and Hsu (1992)提出台灣島造山運動為兩次碰撞而成，台灣島早在8000~9000萬年前屬於火山島弧一部分，當時火山島弧範圍從日本列島、琉球島弧經台灣連到呂宋島弧，為古太平洋板塊向西隱沒至歐亞板塊下方。隨著地殼變動，古台灣島先向東移動，脫離歐亞板塊，到了距今2000萬年前與菲律賓海板塊一同向西漂移，並於距今1200~1500萬年前重新碰撞歐亞板塊，擠壓造山形成中央山脈西側，此原因造中央山脈兩側岩性差異，東側主要為大南澳變質雜岩，西側則以板岩為主。

隨著板塊擠壓一直持續到距今500萬年前，古台灣島終於越來越高而露出海面，此階段為「第一次碰撞」。到了距今300萬年前，呂宋島弧碰撞到古台灣島東側，成為現今的海岸山脈，使花東縱谷出露海面，為「第二次碰撞」。

按照二次碰撞說，馬尼拉海溝向北連接到分開雪山山脈與中央山脈的梨山斷層，應該為歐亞板塊和古台灣島在1500萬年前，而花東縱谷則是古台灣島和菲律賓海板塊的交界。從最直接證據就是中央山脈西側往南連接到的墾丁混同層，以及海岸山脈西側的利吉混同層，為兩個不同的增積楔形體所形成，從這個證據中說明造山運動需要二次碰撞才有可能產生這樣不同時期的混同層(Lu and Hsu, 1992)。整個台灣南部海域的構造模擬，除了藉由大尺度的造山碰撞帶的解釋，並藉由前人在台灣東南部野外的研究，最後結合野外結果來推測大地應力是否受到造山運動的影響(圖2.5)，並比對實驗結果提出台灣造山帶的構造演化。

Late Cretaceous - Early Miocene

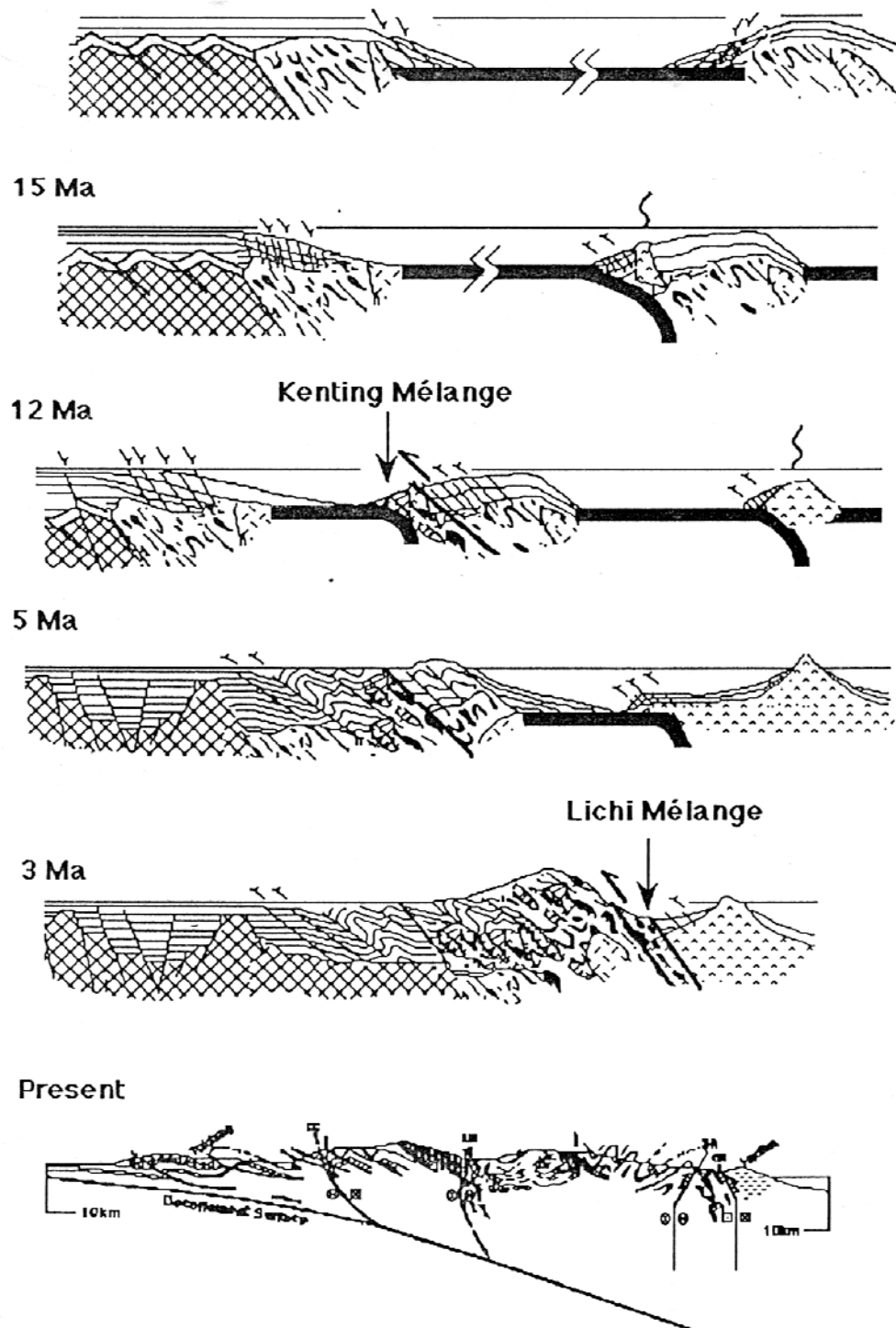


圖 2.5 Lu and Hsu(1992)台灣構造演化不同時期示意圖。

Lu *et al.* (2001)在台灣東南部太麻里區域調查太麻里溪以及南田等地方，在南北方和東西方向都做過野外調查，利用雁型排列石英脈以及初步的壓力影進行構造分析，提出中央山脈東南部構造演化史：首先向西伸向擠壓形成向西伸向的褶皺以及逆衝斷層(west-verging folds and thrusts)；隨著持續聚合過程，會產生背衝斷層造成此區地層經歷過反轉(over-turned)；造成S-N向的橫向壓縮(tranpression)形成今日樣貌(圖2.6)。

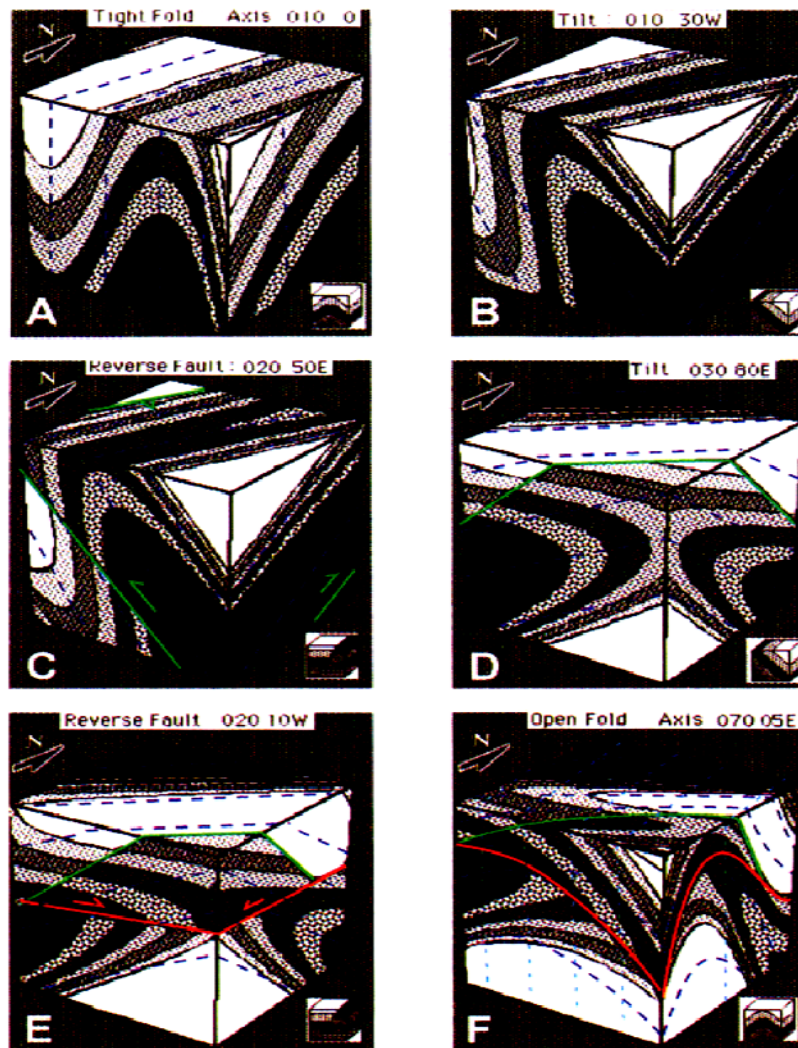


圖 2.6 台灣中央山脈東南翼三維構造演化圖。圖 A.B.C 為早期伸向向西及體積縮短階段，造成逆衝褶皺以及地層傾斜。圖 D.E 為第二階段，剪應力造成一系列向東伸向褶皺以及逆衝斷層。圖 F 為第三階段，橫向壓縮造成 E-W 方向壓縮形成空間劈理(Lu *et al.*, 2001)。

Malavieille *et al.* (2002)針對台灣三百萬年來造山帶構造演化過程，提出三維砂箱模型。第一階段為菲律賓海板塊向北隱沒至歐亞板塊，南中國海岩石圈隱沒到呂宋島弧下方(圖2.7A)。第二階段，菲律賓海板塊西北端受到弧前岩石圈應力影響，已變形併入大陸前緣(圖2.8B)，並形成早期中央山脈的發育，由於應力增強造成菲律賓海前緣弧前基磐開始減弱而破裂，以及發展出共軛的逆斷層。第三階段，弧陸基磐隱沒至島弧之下，造成碰撞變形開始往南移(圖2.7C)；由於弧陸盆地隱沒至島弧，造成岩漿以及火山活動停止，在停止的島弧西側，有個複雜的碰撞盆地發展，主要受到沉積物的填充造成台灣造山帶的發展。第四階段，由於剝蝕作用(exhumation)持續產生，刮除(off-scraped)殘留弧前盆地沉積物，包括弧陸內的沉積物混合碰撞盆地的沉積物。本階段受到了前緣逆衝斷層生長，造成幾何形狀不對稱的增積楔形體(Malavieille, 1984)；增積楔形體的抬升以及弧前盆地的收縮，皆受到共軛的兩個斷層分別為東傾的脫序逆衝斷層(out of sequence thrust)以及西傾的背衝斷層(圖 2.8D)。近期弧前盆地已完全隱沒(圖2.7E)，且弧前盆地的頂端進入碰撞階段而嵌入中央山脈。而現今台灣的構造特色主要有兩個假設：第一個假設為最北邊的碰撞因為應力增加，在琉球海溝邊界引發出一個西北走向的轉型撕裂斷層(transform-tear fault)，形成一個滑脫面(décollement)於圖中第四個構造單位，此外在這個模型中，多數板塊聚合發生在東南邊，在琉球增積楔形體最東邊底部造成東傾的逆衝盲斷層與琉球增積楔形體以及在琉球海溝系統出現了基底滑拖面；第二個假設由Chemenda *et al.* (1997)提出，當弧前地殼消失後，島弧切穿大陸邊緣的岩石圈，持續收縮產生的西傾逆衝斷層(圖2.6E)。

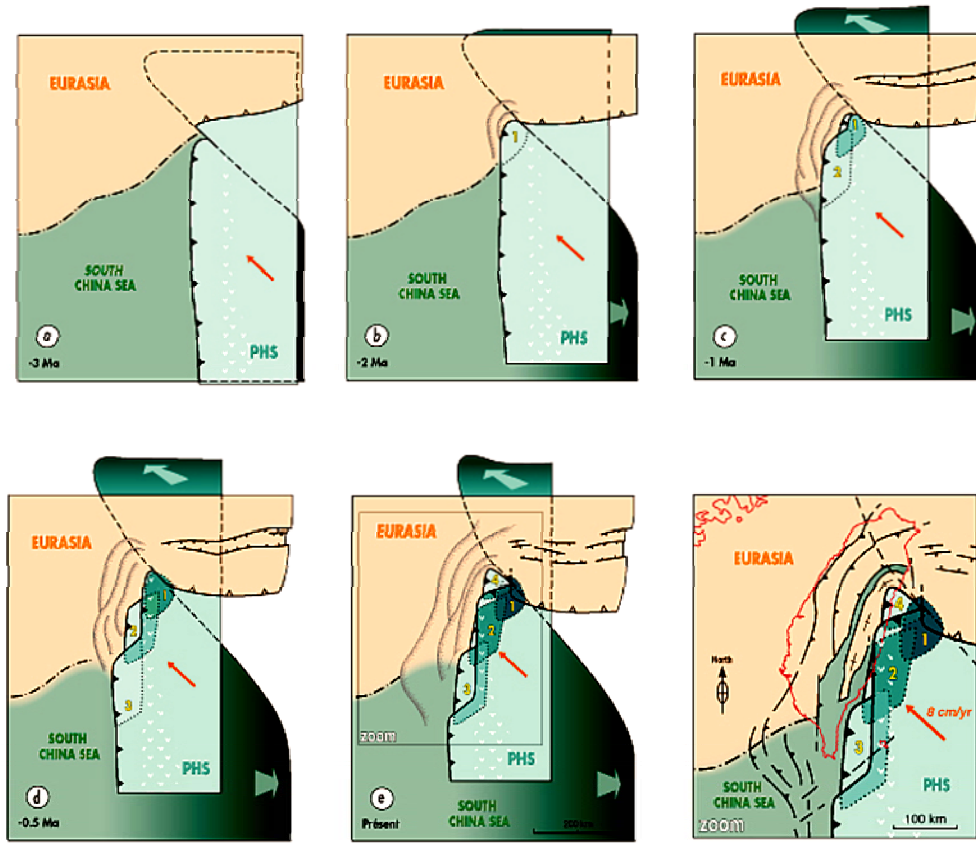


圖 2.7 Malavieille *et al.* (2002)針對台灣三百萬年來造山帶構造演化過程，提出三維砂箱模型。以菲律賓海板塊邊界及基底的逆衝斷層呈現，圖中數字1-4為不同時期的弧前基磐。(摘自Malavieille *et al.*, 2002)。

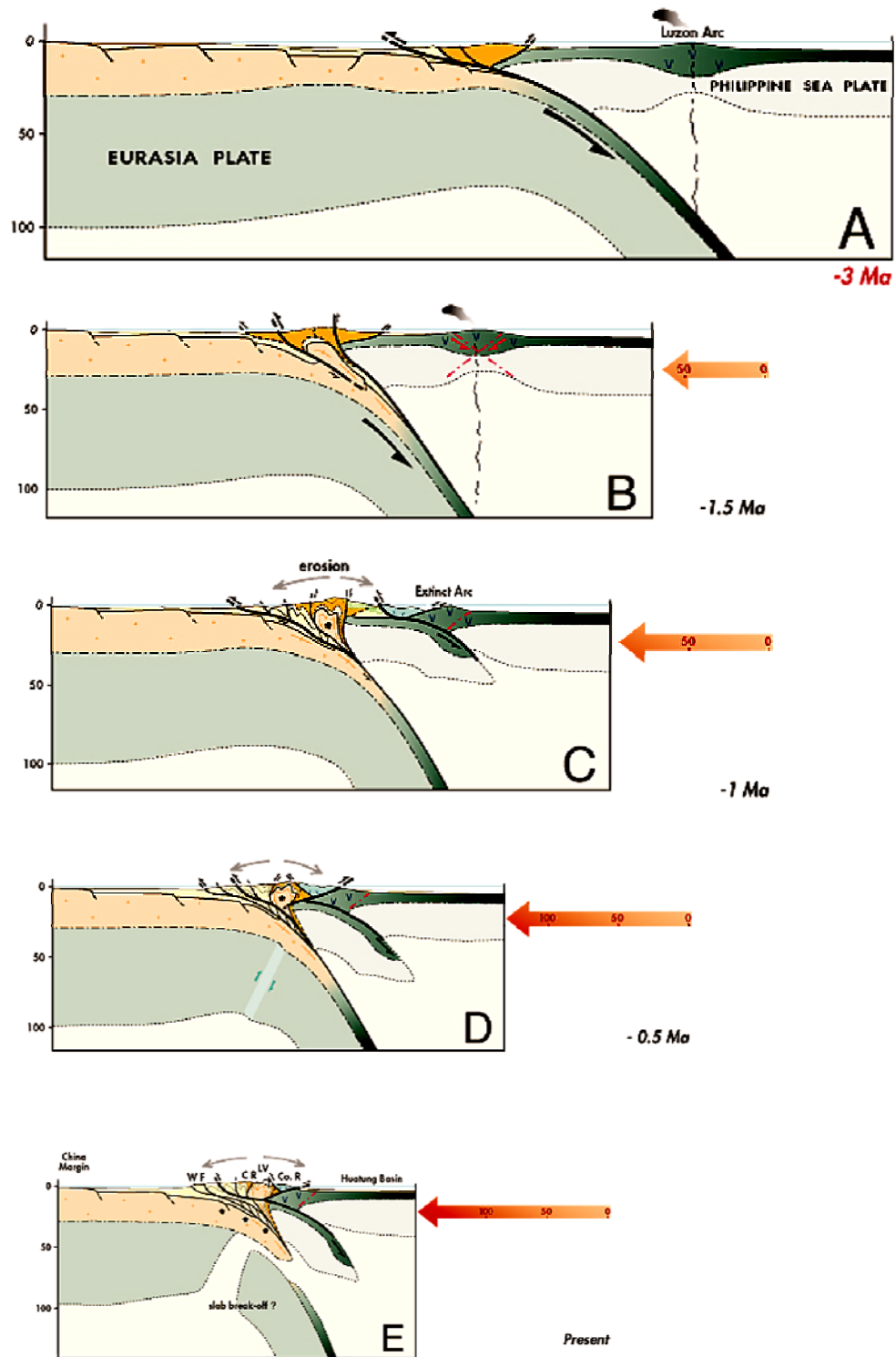


圖 2.8 Malavieille *et al.* (2002)台灣造山帶構造演化橫剖面模型。WF(Western Foothills):西部麓山帶; CR (Central Range):中央山脈; LV(Longitudinal Valley):台東縱谷; Co-R(Coastal Range):海岸山脈。(摘自 Malavieille *et al.*, 2002)

Malavieille and Trullenque (2009)提出菲律賓海板塊前緣可能存在了一個弧前基磐(圖 2.9)，經由實驗模擬弧前磐的隱沒作用造成新的造山帶增積楔形體與原先的增積楔形體來探討地形間與實際震測剖面的比較，受到弧前盆地的隱沒作用會發展出一個次生的造山盆地(orogenic basin)的發展，造山盆地由現今海底地形推測大概為南縱海槽，以及造山盆地內的沉積物主要受到背衝斷層碰撞到模擬火山島弧的後阻體，形成一個逆衝的山脊。

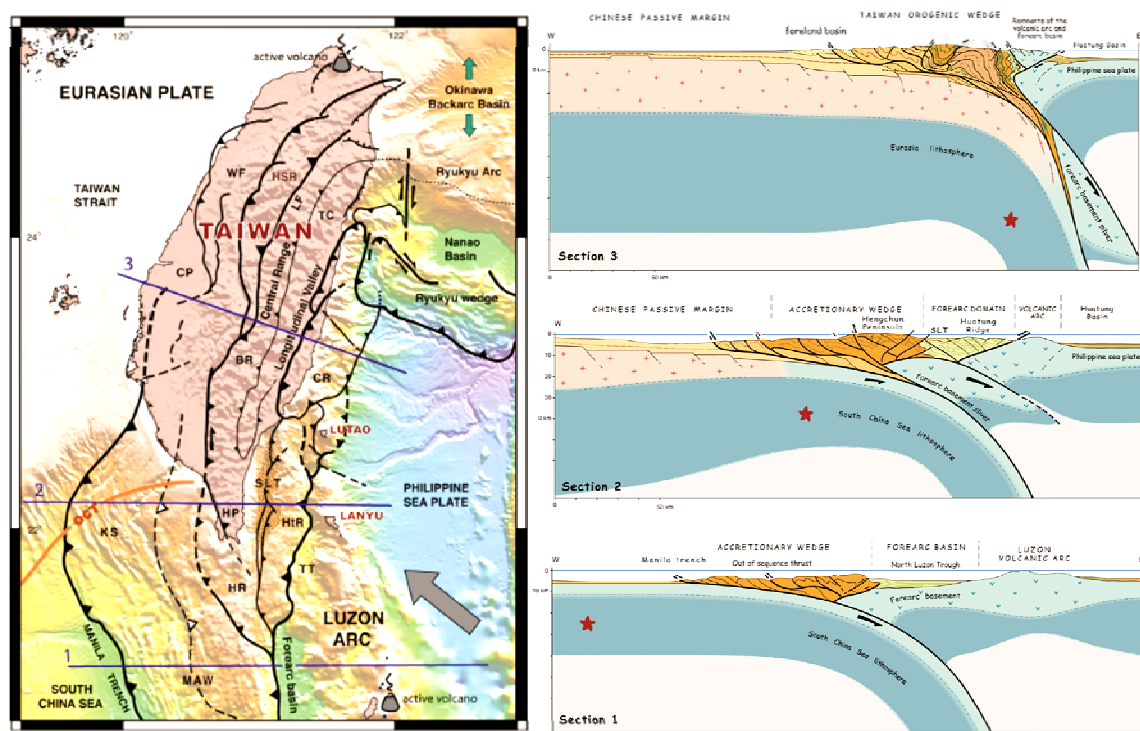


圖 2.9 台灣構造地形圖(左)與三條縱剖面示意圖(右)，Malavieille and Trullenque (2009)台灣南部剖面從隱沒帶到碰撞帶之間的構造運動演化，他提出位於菲律賓海板塊前緣可能存在弧前基磐，由於前緣盆地向下隱沒作用造成發展出初期弧陸碰撞的增積楔形體以及台灣西部的前緣增積楔形體。

2.2 增積楔形體研究

Chapple(1978)根據增積楔形體以及褶皺逆衝斷層帶特徵指出：(i)關於增積體的滑脫面傾角，主要朝著造山帶內部傾斜，(ii)在滑脫面下並無顯著的變形行為發生；相反地；位於滑脫面之上存在著大量的橫向壓縮，(iii)增積體的外觀，整體呈現楔形，尖端朝向造山帶分布。利用這些觀察的現象並結合砂箱實驗結果可對應到臨界錐形角度(Critical taper)，Davis *et al.*(1983)提出臨界錐形學說(Critical taper theory)，說明板塊聚合環境下，位於板塊邊界的沉積物，受到隱沒作用，而沉積物未受到板塊隱沒作用，沿著滑脫面(décollement)向上加積，這些沉積物受到向上加積混合形成的岩體稱為增積楔形體(accretionary wedge)

造山帶所形成的增積楔形體，可以利用Dahlen(1990)所提出的推土機模型，其形成過程，當推土機處在運動模式時，推土機前方的物質受到擠壓，產生向上加積及堆疊，可類比為一個規模較小的增積楔形體(Elliott, 1976; Chapple, 1978; Suppe, 1981; Davis *et al.*, 1983; Dahlen and Barr, 1989)。增積楔形體本身會存在一個臨界錐形角度(critical taper angle)，隨著持續的運動會保持相同的角度呈自我相似的增積。

根據臨界錐形學說，增積楔形體中物質沿著基底滑脫面(basal décollement)滑動，而存在一個固定的錐形角度($\alpha+\beta$)，其中 α 為增積體的表面坡度傾角， β 為滑脫面傾角，增積楔形體需達到錐形角度($\alpha+\beta$)才能在滑脫面上穩定滑動，若超過臨界錐形角度則會崩塌。底部滑脫面的強度與內部岩體強度有直接關係，此學說假設增積楔形體形成時為均質及受到均勻的水平壓擠壓所造成的破裂(Davis *et al.*, 1983)(圖2.10)。根據實驗使用的低內聚力的乾石英砂，可以將公式寫成式2.1，公式中 μ_b 為底滑脫面的摩擦係數， ϕ 為物質的內摩擦角。

$$\alpha + \beta = \left(\frac{1 - \sin \phi}{1 + \sin \phi} \right) \cdot (\mu_b + \beta) \quad (2.1)$$

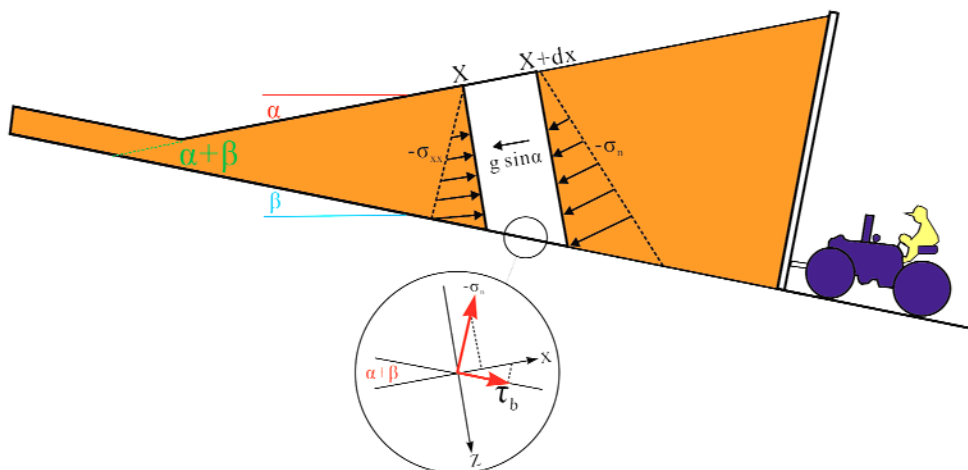


圖 2.10 增積楔形體生長的推土機模型。增積岩水平分量上力的平衡及增積楔形體臨界上狀態，為達到增積楔形體臨界錐形角度 Critical taper ($\alpha + \beta$)，增積楔形體中的物質才能沿著基底滑脫面(basal décollement)滑動，此臨界錐形角度為影響增積楔形體平衡的關鍵。表面坡度傾角(α)，滑脫面傾角(β)。(修改自 Davis *et al.*, 1983; Dahlen, 1990)。

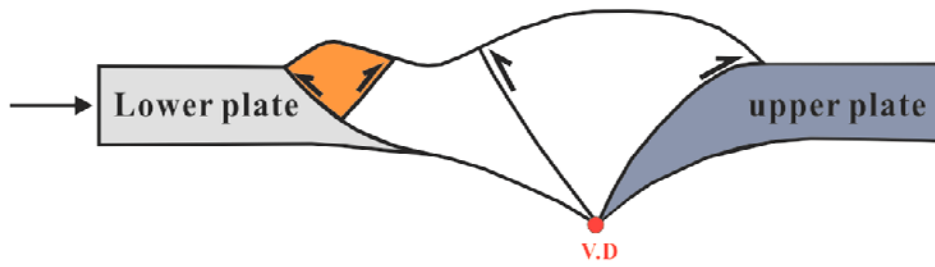
Hoth *et al.* (2007)提出增積楔形體發展時會發生前緣增積循環(frontal accretion cycle)，在前緣變形的特性上，具有重覆性及週期性的行為，關於前緣增積循環可分為初始發育(thrust initiation)階段、深部俯衝階段(underthrusting)及再活化(re-activation)階段(圖2.11、圖2.12i)。

第一個初始發育階段，最初始時增積楔形體從速度不連續點，發展出共軛雙伸向斷層，形成一個明顯對稱的隆起構造(pop-up) (圖2.11A)，隨著受到水平應力持續的擠壓，在增積楔形體前緣，可能會發育出數個新的前緣逆衝斷層(圖2.12ii)，將整個正在發育的增積楔形體變成不對稱狀隆起構造往增積岩體背側堆疊；接著前緣發展出基底滑脫面(basal décollement)，造成增積楔形體形成一個新幾何形狀為斷坡斷坪(ramp-flat)的剪切帶，當增積楔形體持續受到擠壓時，沿滑脫面爬升形成的隆起構造，為一個平坦的箱型背斜幾何形狀(圖2.12 iii)。

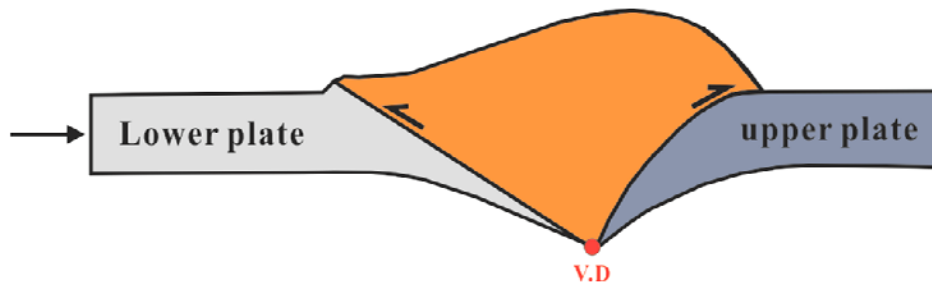
第二個深部俯衝階段，原先存在軸部隆起構造中，所存在前緣發展的逆衝斷層以及前緣內部所生長的背衝斷層(圖2.11B)，在這個階段減少活動，主要的基底滑脫面受到持續的擠壓，連接至速度不連續點的中心，使整個增積楔形體整體視為一個更大隆起構造，這個階段增積楔形體受到水平收縮以及垂直抬升量最大的階段。

第三個再活化階段，增積楔形體向外產生新的變形(圖2.11C)，此階段為前緣增積循環週期的新開始，在第三個階段所產生的前緣逆衝斷層會重新再形成一個新的隆起構造，暗示著前緣增積循環在此重新開始，因此再活化階段可視為是一個新斷層活動而舊的斷層停止活動，而應力逐漸轉移的一個新的階段。

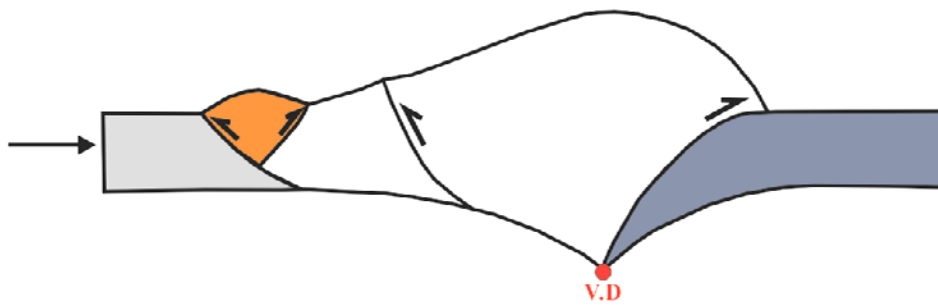
(A) First phase: **Thrust initiation**



(B) Second phase: **Underthrusting phase**



(C) Third phase: **Re-activation**



 **Main vertical uplift area**

圖 2.11 Hoth *et al.* (2007)前緣增積循環概念模型。A圖為斷層初始發育階段，主要垂直抬升為增積楔形體前緣的隆起構造，B圖為深部俯衝階段，增積楔形體軸部垂直抬升較大，C圖為再活化階段，回復到前緣的隆起構造為最大的抬升量。

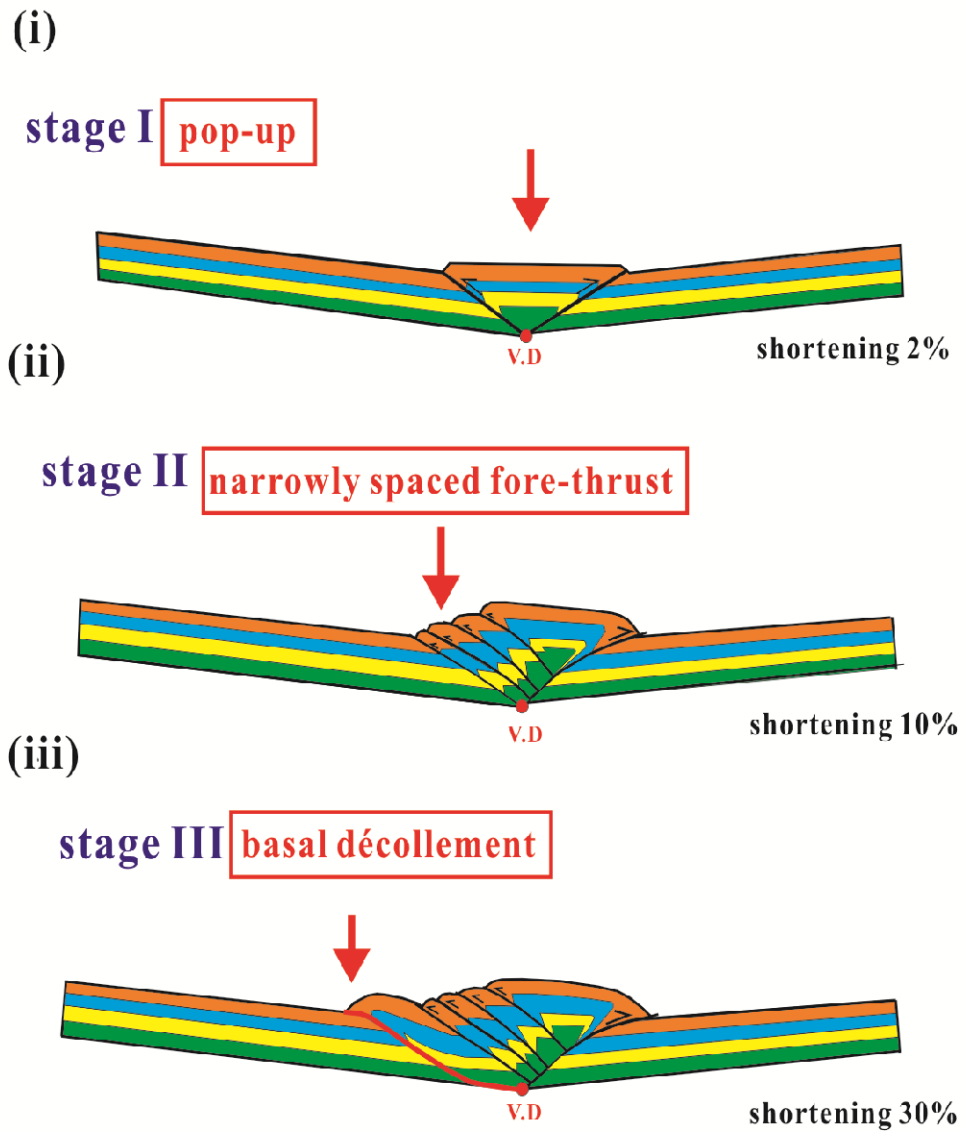


圖 2.12 Hoth *et al.* (2007) 砂箱結果探討增積楔形體的運動學及幾何的變化，將前期階段細分成三個階段。(i)對稱隆起構造；(ii)前緣發育間距密之前緣斷層，隆起構造向軸部後方堆疊，幾何形式轉變為不對稱；(iii)當整個前緣應力集中，隆起構造達到平衡，開始從底部產生一個滑脫帶(basal décollement)，地層受到滑脫帶向上逆衝產生斷坡和斷坪的幾何構造，形成一個背斜型的箱型構造堆疊在下盤上方。

第三章 模型模擬及尺度考量基本因素

3.1 模型種類

在多數研究中，模型模擬方法歸納成兩類：物理實驗模型及數學分析模型。

數學分析模型 (Mathematical analysis model)

當自然界的一個作用發生時，可以利用適合的數學公式，對於所觀察現象進行定量運算的剖析，數學分析模型的方法是藉由數學方法去針對應力場、應變場、位移場、應變速率、應變能量等相關參數，進行定量的分析。其最終理想是將數學式推導出的分析結果，簡化成穩定理想的狀態，因此分析過程中會暫時忽略許多參數討論，以至於僅適用於為簡單的問題及自然現象的求解，對於太過複雜的模擬也就不論是否可以求得真實解。

物理實驗模型 (Physical experiment model)

當自然現象為複雜的演化過程，且無法藉由單一數學式子計算求得，變改以利用實際材料來進行定性實驗的模擬，清楚將演化過程詳細紀錄。相較於數學模型，在模擬時可運用其具有定量變形優點，以闡釋變形程度及演化過程，但當中挑選適當模擬材料選擇性少，而難以掌控及加上尺度效應等影響，礙於實際應用及解釋有其限制，與數學模型相比之下，物理模型較不易量化各物理量資料。

然而物理實驗模型雖然無法完全代表真實的地質狀況，卻可提供構造演化過程與實際結果比對。運用簡單的物理條件推測大尺度構造與發育情形(Tapponnier *et al.*, 1982; Vilotte *et al.*, 1982; England and Houseman, 1986; Peltzer and Tapponnie, 1988; Ellis, 1996)，亦可有較細微構造模擬以及探討(Biot, 1961)。近年來對於地質構造上有清楚的瞭解，從簡單到複雜的構造都可以進行模擬，完整地呈現地質構造演化過程，並可以更進一步去推論事情的發展及合理的預測。

3.2 基本模型理論

在模型進行模擬時，首要遇到的問題就是：透過模型模擬構造得到的結果是否可真實地比對到自然界，關於這兩個模擬上首先面對的問題，我們必須先考慮物質的尺度(Scale factor)以及相似性(Similarity)(Hubbert, 1937)。

3.2.1 物理維度與模型相互關係

1、因次分析(Dimensional analysis)

物理量的因次可以用來分析或檢驗物理量之間的關係，此方法稱因次分析(Dimensional analysis)。通常，一個物理量的因次由質量、長度、時間、電荷量、溫度一類的基礎物理因次結合而成。因次分析根據的重要原理是物理定律必需跟其計量物理量的單位無關。任何有意義的方程式，其左式與右式的因次必需相同。檢查有否遵循這規則是做因次分析最基本的步驟。

推導獲得的方程式或計算結果是否合理，基本上可以用因次分析來檢查，對於較複雜的物理狀況，作嚴格的實驗加以測試，或用已發展成功的理論仔細檢視。因次分析能夠按照各種物理量的因次詳細分類。

2、基本因次

對任何一個物理量，其單位表示方法可由三個基本單位以因次表示：質量(Mass)、長度(Length)、時間(Time)，再配合指數關係所組成，將這三個物理量的最基本尺度因次定義為：質量因子(μ)、長度因子(λ)、時間因子(τ)。

各因次定義如下：

$$\mu = \frac{M_m}{M_p} \quad (3.1)$$

μ ：模型與原型間相對應到的質量比值， M_m ：模型質量， M_p ：原型質量

$$\lambda = \frac{L_m}{L_p} \quad (3.2)$$

λ ：模型與原型間相對應到的長度比值， L_m ：模型長度， L_p ：原型長度

$$\tau = \frac{T_m}{T_p} \quad (3.3)$$

τ ：模型與原型相對應到的時間比值， T_m ：模型時間， T_p ：原型時間

3、複合尺度因次

對於任何一個物理量的單位表示方法，利用之前所敘述的三個基本尺度因次單位配合指數關係，即可將其他不同物理量單位以三個基本物理量換成因次質量因次、長度因次、時間因次，進行替代，從替代所得到結果如表 3.2.1 為複合尺度的因次單位 (Hubbert, 1937, 1951；Ramberg, 1967, 1981；Twiss and Moores, 1992)。

表 3.2.1 物理量因次單位和尺度因次。

Quantity	Dimensional Formula	Model Ratio
Angle	L^0	1
Area	L^2	λ^2
Volume	L^3	λ^3
Curvature	L^{-1}	λ^{-1}
Frequency	T^{-1}	τ^{-1}
Velocity	LT^{-1}	$\lambda\tau^{-1}$

表 3.2.1(續) 物理量因次單位和尺度因次。

Quantity	Dimensional Formula	Model Ratio
Acceleration	LT^{-2}	$\lambda\tau^{-2}$
Angular velocity	T^{-1}	τ^{-1}
Angular acceleration	T^{-2}	τ^{-2}
Density	ML^{-3}	$\mu\lambda^{-3}$
Momentum	MLT^{-1}	$\mu\lambda\tau^{-1}$
Moment of momentum	ML^2T^{-1}	$\mu\lambda^2\tau^{-1}$
Angular momentum	ML^2T^{-1}	$\mu\lambda^2\tau^{-1}$
Force	MLT^{-2}	$\mu\lambda\tau^{-2}$
Torque	ML^2T^{-2}	$\mu\lambda^2\tau^{-2}$
Work and energy	ML^2T^{-2}	$\mu\lambda^2\tau^{-2}$
Power	ML^2T^{-3}	$\mu\lambda^2\tau^{-3}$
Action	ML^2T^{-1}	$\mu\lambda^2\tau^{-1}$
Stress	$ML^{-1}T^{-2}$	$\mu\lambda^{-1}\tau^{-2}$
Strain	L^0	1
Elastic modulus	$ML^{-1}T^{-2}$	$\mu\lambda^{-1}\tau^{-2}$
Viscosity	$ML^{-1}T^{-1}$	$\mu\lambda^{-1}\tau^{-1}$
Kinematic viscosity	L^2T^{-1}	$\lambda^2\tau^{-1}$
Gravitational constant	$M^{-1}L^3T^{-2}$	$\mu^{-1}\lambda^3\tau^{-2}$

3.2.2 相似性

利用尺度的因次分析，再討論其之間的比例關係，將會產生尺度上縮放的問題。為了解決原型和模型之間相似性問題，可將相似性的基本理論來做討論，而以下將相似性分成三種不同的程度：

1.幾何型態的相似性(Geometric similarity)

在原型和模型間，在同個對應點比值呈某個比例，且兩者角度相同時，就稱為幾何型態上的相似度，主要是在說明模型大小比例的觀念，這個相似性可用模型因次去呈現長度、面積、體積。例如，以 λ 這符號做為表示：

$$\frac{L_m}{L_p} = \lambda \quad (3.4)$$

將原型和模型分為 n 個網格，面積比等於長度平方比，利用尺度因次符號表示：

$$\frac{A_m}{A_p} = \frac{nL_m^2}{nL_p^2} = \lambda^2 \quad (3.5)$$

將原型和模型分為 n 個網格，體積比等於長度立方比，利用尺度因次符號表示：

$$\frac{V_m}{V_p} = \frac{nL_m^3}{nL_p^3} = \lambda^3 \quad (3.6)$$

2.運動學的相似性(Kinematic similarity)

原型和模型間，遵循著幾何型態上相似，並且受到運動使其形狀或位移量有所改變時，在這段變形以及運動各階段所需要的時間為一個固定常數：

$$\frac{t_m}{t_p} = \tau \quad (3.7)$$

當位置及形狀有所改變後，但兩個物體在各點的速度、加速度以及角速度有所相似組成一定比例時，稱為速度(η)以及加速度(γ)相似：

模型與原型速度相似的尺度因次：

$$\frac{V_m}{V_p} = \eta = \frac{\frac{L_m}{t_m}}{\frac{L_p}{t_p}} = \frac{\lambda}{\tau} = \lambda \tau^{-1} \quad (3.8)$$

模型與原型加速度相似的尺度因次：

$$\frac{A_m}{A_p} = \gamma = \frac{\frac{L_m}{t_m^2}}{\frac{L_p}{t_p^2}} = \lambda \tau^{-2} \quad (3.9)$$

3. 動力學的相似性(Dynamic similarity)

在幾何形態相似及運動學相似前提下，動力學相似性主要是在討論各種作用力大小的比值是固定的，為避免物體因為有質量而造成重力場、慣性運動或加速度的影響，在此需忽略物體的質量。

當兩個物體為動力學相似時，兩個物體的力分別藉由兩個各自的質量作用在不同的體積下，但為了滿足幾何形態相似及運動學相似前提，兩個物體的各種作用力大小比值必為定值且需同一方向，才能滿足動力學相似。

$$\frac{F_{gm}}{F_{gp}} = \frac{F_{im}}{F_{ip}} = \frac{F_{vm}}{F_{vp}} = \frac{F_{em}}{F_{ep}} = \frac{F_{fm}}{F_{fp}} = \phi \quad (3.10)$$

g：重力， i：慣性力， v：黏滯力， e：彈性力， f；摩擦力

綜合以上三種相似性，為了要使模型更接近原型，因此把模擬的目標放在動力學上相似性，在這種情況下所做出的模擬結果，更能接近真實的地質構造演化。各模型模擬研究對象不同，因此控制原型演化變因也不一，所以需要去評估原型可能的主要變因才能去決定模型模擬的選取和進行，且依據不同控制作用而有不同比對方式，才能得到一個最適合用來模擬的參數。

3.3 實驗模型材料

在模型模擬材料的選擇方面，還有些問題尚未解決或需要克服。本文將以下兩個實驗作為例子，說明實驗的時間、材料尺度問題所衍生出選取模擬材料時的困難性：

1. 針對大自然大尺度構造，利用實驗室使用的小材料在相同重力加速度場下情形進行模擬，主要目標是模擬自然界中厚度一公里的岩層，一百萬年內的變形行為，利用相似性推算一百萬年內變形行為放置於實驗室模擬所需的時間：

從模型與真實厚度比例由 1 km 縮小到 1cm，在模型與原型都在相同重力場前提之下，因此可以知道原型和模型重力場的比值為 1，由以下推導可得知：

$$\frac{g_m}{g_p} = 1 \Rightarrow \frac{\frac{L_m}{T_m^2}}{\frac{L_p}{T_p^2}} = 1 \quad (3.11)$$

則

$$T_p = T_m \times \sqrt{\frac{L_p}{L_m}} = 10^6 \times \sqrt{10^{-5}} = 3160 \quad (3.12)$$

基於上面條件，若以相同地質材料，原型與模型比例為 100000:1 的條件下，根據實驗模擬地質條件下，構造模擬自然界一公里厚的岩層在一百萬年的變形行為，在實驗室以厚度縮小為厚度 1cm 時，則需要 3160 年時間，才會達到運動學相似性的需求。根據此物理模型模擬條件，將無法利用短時間直接觀察而得到模擬結果，因此這是當固定模擬實驗材料大小時，所會遇到的模擬問題。

2.若固定實驗所需要時間：一般實驗室模擬所需時間為一天，若以固定一天來模擬一百萬年的岩石變形，則模擬材料厚度是否會有無法克服的問題產生：

當原型的模型，達到動力學相似時，因受到的重力都位於地球的表面，原型和模型之間的重力比值將為 1：

$$\frac{\mu_m \lambda_m \tau_m^{-2}}{\mu_p \lambda_p \tau_p^{-2}} = 1 \quad (3.13)$$

但利用相同地質材料，因此質量(μ)不計，而將公式改寫成：

$$\frac{\lambda_m \tau_m^{-2}}{\lambda_p \tau_p^{-2}} = 1 \quad (3.14)$$

從公式中可以得到尺度長度因次(λ)會與經歷的時間(τ)成平方反比：

$$\frac{\lambda_m}{\lambda_p} = \frac{\tau_m^2}{\tau_p^2} \quad (3.15)$$

若實驗室模擬一天要代表模擬一百萬年岩石變形行為，實驗所經歷時間縮小為 10^{-9} ，而尺度長度因次(λ)則須縮小到 10^{-18} ，才能符合幾何相似原則，但 10^{-18} 已經比分子顆粒還小，這樣材料粒徑無法用來進行整個變形行為模擬。為了解決此上述問題，在下一節，將會討論關於動力學控制變因的選擇。

3.4 模型相似性的選取與決定

由先前兩個例子可以了解到當要固定實驗材料大小或固定實驗時間，在相似性前提下會有時間太長，或材料太小無法真實模擬的問題，因此我們選用一些與岩石有部分相似性質，但又可以利用相似性質的材料用來替換可以在實驗室模擬，主要目的就是希望重現整個大尺度情形(Hubbert, 1937)，根據 Hubbert 提出做討論所覆蓋的岩層厚度內聚力與乾石英砂，在斷層作用時產生的摩擦力塑性行為相似。因此實驗中所選用的材料為乾石英砂。

以地質原型在深度(l)所受到應力為：

$$\sigma_p = \rho_p \times g_p \times l_p \quad (3.16)$$

在模型中深度(l)所受到應力為：

$$\sigma_m = \rho_m \times g_m \times l_m \quad (3.17)$$

公式中的應力(σ)、密度(ρ)、以及重力(g)，在此忽略內聚力，而原型和模型間應力比值為：

$$\frac{\sigma_m}{\sigma_p} = \frac{\rho_m}{\rho_p} \times \frac{g_m}{g_p} \times \frac{l_m}{l_p} \quad (3.18)$$

公式中的重力值同為作用在近地表的地球引力因此可消除，而覆蓋的沉積物與乾石英砂的密度比值非常接近 1，故亦可消去，則公式可改寫成：

$$\frac{\sigma_m}{\sigma_p} = \frac{l_m}{l_p} \quad (3.19)$$

假設考慮原型的沉積物，根據物質的塑性行為，可更進一步去討論原型和模型之間的最大主應力(σ_1)、最小主應力(σ_3)以及內聚力(c)，在塑性限度內符合庫倫包絡定律(Coulomb's)臨界值：

$$(\sigma_1 + \sigma_3) \sin \varphi - (\sigma_1 - \sigma_3) - 2c \cdot \cos \varphi = 0 \quad (3.20)$$

則公式改寫成：

$$c = [(\sigma_1 + \sigma_3) \sin \varphi - (\sigma_1 - \sigma_3)] / 2c \cdot \cos \varphi \quad (3.21)$$

在此假設模型和原型間摩擦角(φ)約略相同，則模型內聚力為：

$$c_m = \left[\frac{\sigma_m}{\sigma_p} (\sigma_1 + \sigma_3)_p \sin j - \frac{\sigma_m}{\sigma_p} (\sigma_1 - \sigma_3)_p \right] / 2c \times \cos j = \frac{\sigma_m}{\sigma_p} \times c_p \quad (3.22)$$

因此模型和原型的內聚力與應力和深度相關：

$$\frac{c_m}{c_p} = \frac{\sigma_m}{\sigma_p} = \frac{l_m}{l_p} \quad (3.23)$$

由 3.23 公式推導，得知尺度相似性，物質內聚力的強度與應力和深度成比例關係，說明此式子為一種動力學相似。地殼的厚度約為 10-100km，若藉由模型深度設定約在 1m，那內聚力強度必須降低約 10^{-4} — 10^{-5} 才會符合相似性原則。

實驗中，材料選擇乾石英砂，而自然界原岩的內聚力強度約為 50 巴(bar)，而實驗中選用的乾石英砂之內聚力約為 2.5×10^{-3} bar，代入 3.23 公式中，得到以下結果：

$$\frac{c_m}{c_p} = \frac{2.5 \times 10^{-3}}{50} = 5 \times 10^{-5} \quad (3.24)$$

因此由 3.24 式子中，確定選擇模擬材料為乾石英砂較為適當，乾石英砂的內聚力較原岩小，且由公式可得知內聚力與深度成一定比例，因此用石英砂做為實驗材料進行模擬，是根據內聚力以及深度比可將石英砂與自然原岩內聚力比套入公式，整個砂箱實驗尺度上，模型與自然界比例為一公分比上十萬公分，整個模擬的比例尺為模型上模擬的一公分等於自然界一公里(Horsfield, 1977)。

第四章 研究方法

4.1 砂箱歷史沿革

最早追溯至19世紀初，物理模擬方法有了重大的突破，首先有學者發展出利用物理模型重現造山帶的演化過程(Paulcke, 1912; Gorceix, 1924; Koyi, 1997; Ranalli, 2001)。Hall (1815)以蘇格蘭東海岸的褶皺，利用厚布條設計一個模擬褶皺的研究儀器，儀器中有垂直圍壓以及水平收縮的彎曲結果；之後又利用活塞裝置，運用黏土壓縮用來觀察黏土被壓縮變形的過程。利用上述的實驗結果，可以成功的說明自然界褶皺形成過程。對於這些先前創舉研究方法，到了19世紀後期，Cadell (1888)利用脆性的材料:色砂，進行造山帶的模擬 (圖4.1)，現今的研究利用砂子進行模擬自然界構造的模型統稱為“砂箱”(Hubbert, 1951)。

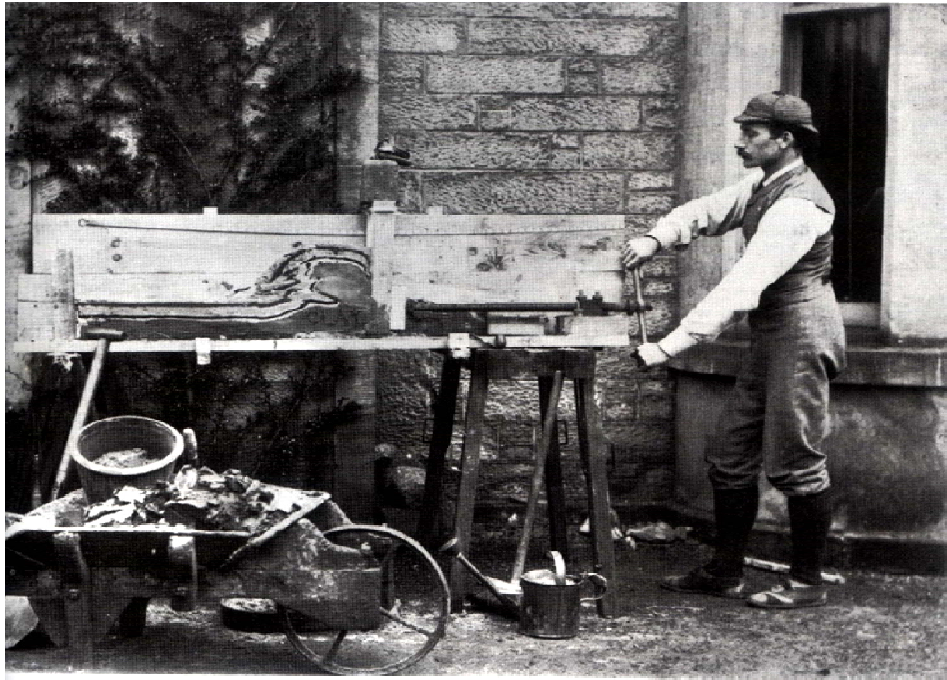


圖 4.1 Cadell (1888)利用脆性材料進行造山帶的模擬。

本研究所使用的實驗儀器為二維砂箱模型，進行各項構造實驗的模擬，主要用來模擬非線性過程及岩層破裂前後的變形，其長、寬、高分別為 $3 \times 0.1 \times 0.3$ 公尺，儀器內隔板皆可拆除，以針對不同需求可做微調，所有實驗皆在正常的重力作用之下進行模擬。砂箱內部模擬運動過程，由步進馬達拉動儀器底部的砂紙用來模擬板塊隱沒或碰撞等運動。在模擬時，砂箱內部放置剛性後阻體形成速度不連續點碰觸物質，藉此砂紙移動時與後阻體產生一個速度不連續點(velocity discontinuity)(Malavieille, 1984)或者又稱奇異點(Singularity)(Willett *et al.*, 1993)。關於模型分類利用後阻體是否移動，分為下列兩種分別是：隱沒式模型(圖4.2)和縮進式模型(圖4.3)，兩者儀器的差別在於；隱沒式模型中，實驗中後阻體固定不動，由底拖帶拉動砂體碰觸後阻體下方，此運動方式主要是模擬板塊隱沒時的情形；縮進式的模型，實驗中後阻體會移動去碰撞實驗的砂體，此運動方式用來模擬造山碰撞帶(Davis *et al.*, 1983；Ballard *et al.*, 1987；Mulugeta, 1988)。

由上述兩個不同的模型來說明，將兩者模型的速度場用橫剖面以及上俯視圖呈現(圖4.4)，可以發現砂體前緣的圓弧幾何差異，其圓弧生長方向主要受到力的控制，因此從隱沒模型，受到底拖帶向左移動，造成邊緣的最大應力方向向左，使砂體呈現向左的圓弧；相反的，縮進模型砂體前緣的圓弧，主要受到後阻體向右移動，邊緣最大應力呈現向右，砂體呈現向右的圓弧(Schreurs *et al.*, 2006)。兩者模型的差異在於邊界條件差別，但大致上的斷層幾何沒有太大的差別，但前者質量中心呈現穩定狀態，而後者因為斷層所造成的增積體會形成有著穩定的狀態，但會產生易移動底脫斜坡(décollement slope)，因此後者的邊界狀態較不穩定(Dahlen and Barr, 1989)。

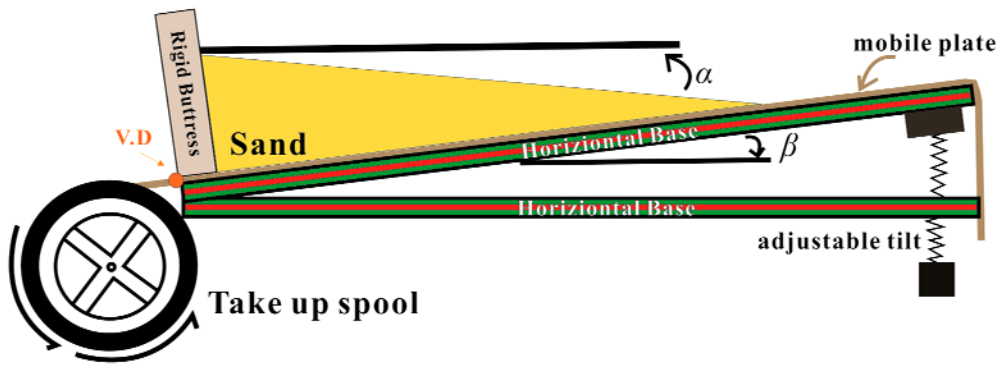


圖 4.2 隱沒式砂箱儀器。由馬達拉動底部的底拖帶，碰觸到固定不動的剛性後阻體經由交界的速度不連續點，砂體前緣發展形成增積楔形體，圖中調整彈簧可調整實驗傾角的角度。 α 為增積體表面坡度； β 為底脫面傾角。(修改自 Davis *et al.*, 1983)。

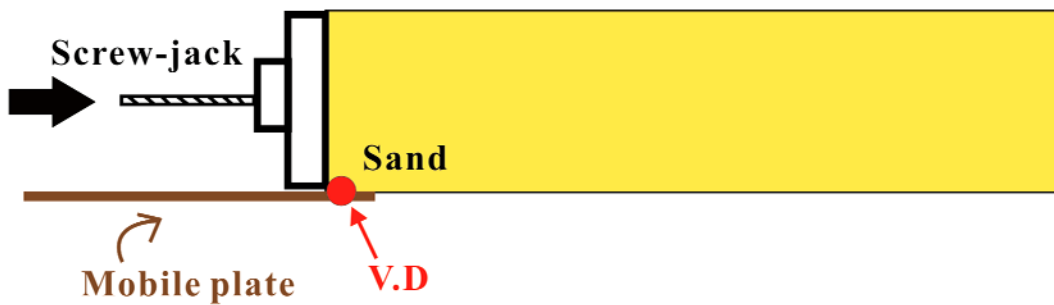


圖 4.3 縮進式砂箱儀器。藉由螺旋千斤頂(screw-jack)向前緣運動，在前緣開始碰撞砂體，與底部碰觸到可移動式板塊，經由從速度不連續點(V.D)，開始向前緣發展增積楔形體。(修改自 Ballard *et al.*, 1987; Mulugeta, 1988)。

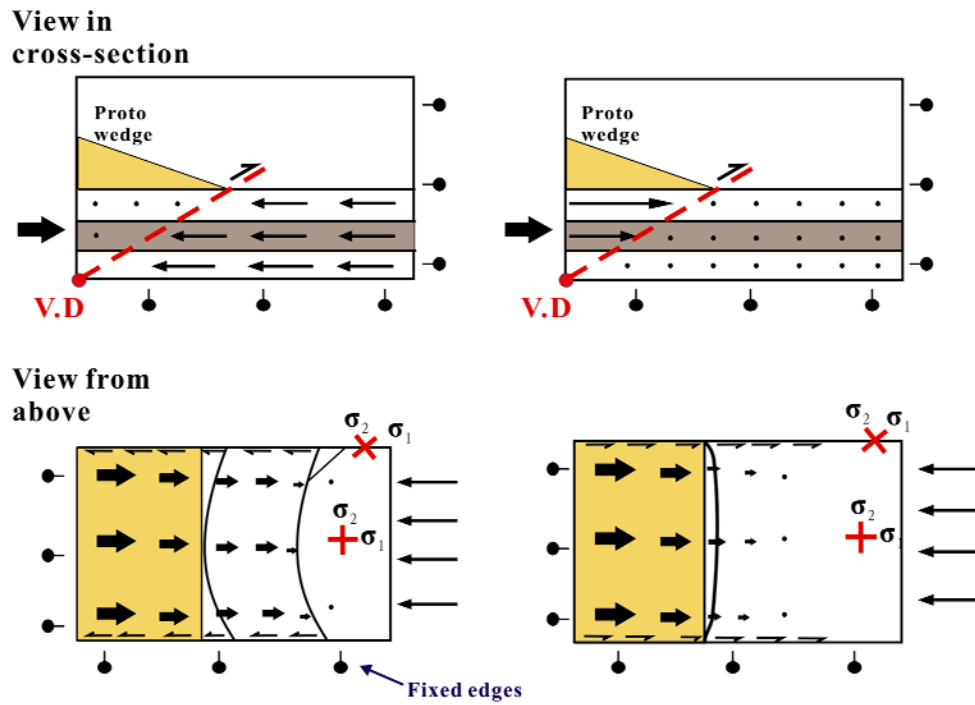


圖 4.4 隱沒模型及縮進模型的橫剖面圖(上)、速度場上方透視圖(下)速度場。兩者模型邊界最大應力不同造成有不同表面地形機制不同，隱沒模型隆起方向向左，縮進模型隆起方向向右。(修改自 Schreurs *et al.*, 2006)。

4.2 本研究模型設計

本文主要研究區域為台灣南部海域的動態構造演化過程，根據Malavielle and Trullenque(2009)從台灣南部的海底地形圖中，觀察弧前盆地往北逐漸消失，提出在菲律賓海板塊前緣處可能存在弧前基磐(forerarc basement)，藉由弧前基磐的隱沒作用，造成弧前盆地消失。此砂箱設置有兩個不同的速度不連續點(V.D₁ 及 V.D₂)分別解釋如下：第一個速度不連續點用來表示模擬歐亞板塊向下隱沒菲律賓海板塊；第二個速度不連續點用來模擬弧前基磐開始向下發生隱沒作用，並利用傾斜15度的壓克力板做為後阻體。在砂箱內部的乾石英砂用來模擬海洋中的沉積物，從第一個速度不連續點向左邊鋪上厚度3cm石英色砂，而實驗進行中，另一側的沉積物依照等速率灑上代表弧前盆地的同沉積作用。

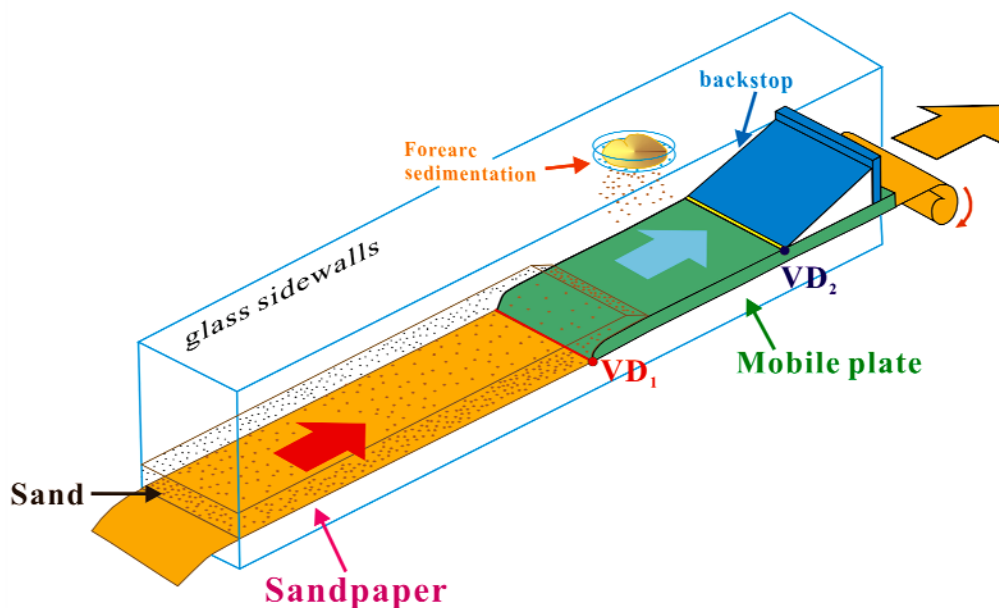


圖 4.5 本研究模擬底拖式隱沒砂箱模型。模擬增積楔形體從第一個速度不連續點 V.D₁ 開始發育以及模擬弧前基磐隱沒作用時從第二個速度不連續點 V.D₂ 產生造山增積楔形體。(修改自 Malavielle and Trullenque, 2009)。

為探討台灣東南部地區的露頭中所觀察出露地表的混同層及台灣東南部地層翻轉其形成的機制，是否與弧前基磐隱沒時造成的碰撞有關，本研究進行更細部的區域構造成因的模擬(圖4.6)：假設板塊在隱沒時皆呈現接近水平的隱沒機制，圖中左側有個長度約2公尺的木塊做的底座，根據Suppe(1981)提出台灣底部滑脫面角度為 6° ，由此設計前端傾斜角度 6° 木質基座，儀器右邊架上一個塑性美耐板，斜放在基座上。當底拖帶受到馬達拉動，其上方的砂體會受到速度不連續點影響，造成增積岩體開始發展。

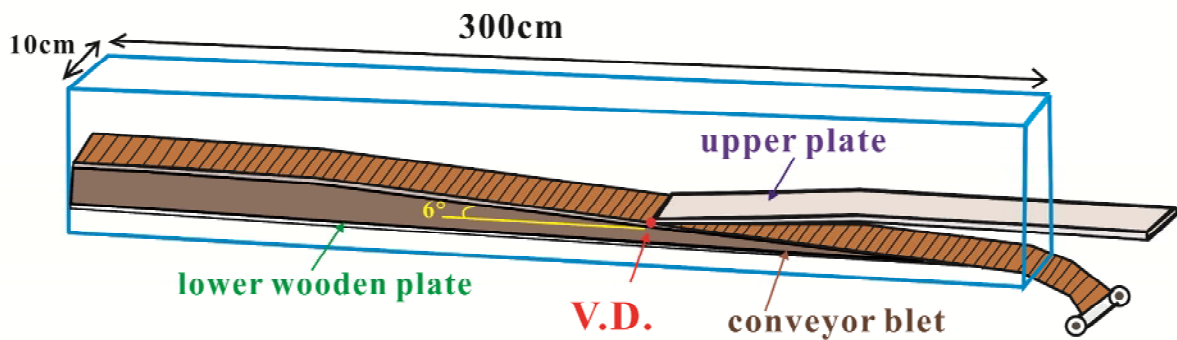


圖 4.6 本研究使用底拖式砂箱模型。模擬板塊相互隱沒時，呈現接近水平隱沒的情形。更細部解釋台灣東南部地層翻轉構造以及在台灣所觀察到的混同層成因進行模擬及解釋。

4.3 實驗材料性質分析

本研究中，實驗材料為澳洲的風成砂，由SIBELCO提供樣品，此公司出廠之實驗砂的化學分析結果，主要成份為石英，其比例佔99.75% (表4.3.1)，關於石英砂顆粒分析，採用ASTM (American Society for Testing and Materials) 規範進行分析，從分析結果看出通過+ 50 mesh 殘餘百分比為0.07%，+ 60 mesh殘餘百分比為1.64%，顯示樣本顆粒大小相當均勻且一致性，由測量結果觀察所使用的實驗材料為均勻的顆粒(表4.3.2、表4.3.3)。本實驗使用石英砂，委託瑞士Bern, Institute of Geological Sciences，進行多項力學實驗更規範出實驗材料測定的標準，因此更可了解所有材質測定出的物理意義，進而去探討顆粒與黏性物質在模擬真實環境下脆性和韌性的變形情形，主要試驗包括：環剪試驗(ring shear)：此試驗的環境設定條件正常荷重為 $< 2150 \text{ Pa}$ ，剪力速率為 3 mm/min ，溫度為 $23-25^\circ\text{C}$ ，濕度為30-40%、單軸壓密試驗(uniaxial compression)、粒徑分析等(表4.3.4)。(Klinkmuller *et al.*, 2008)。本研究底拖帶相關特性說明一覽於表4.3.6。

Mair *et al.*(2002)研究反傾斷層(antitrade fault)中的斷層泥，從研究結果發現斷層內的剪應變發生機制主要受到圓形顆粒滾動以及角礫狀顆粒滑動的影響，藉由這兩種顆粒受到應力作用相比之下，角礫狀顆粒造成剪應力較大。因此材質中顆粒大小及淘選度似乎是控制摩擦力關鍵(Mair *et al.*, 2002)。

Klinkmuller *et al.* (2008)從實驗測試結果中發現以下的特點：本實驗室用來模擬的澳洲風成砂，粒徑一致、淘選度好細顆粒材質，利用不同的正向應力作用在砂體下，觀察砂體的強度變化，觀察到當正向應力增加時，會有明顯滯滑(stick-slip)現象(圖4.7)，因此實驗結果認為固體的體積模數滯滑現象足以影響作用力鍊斷裂及顆粒圓度也會使顆粒具有較一致的顆粒曲線分佈。

National Taiwan University

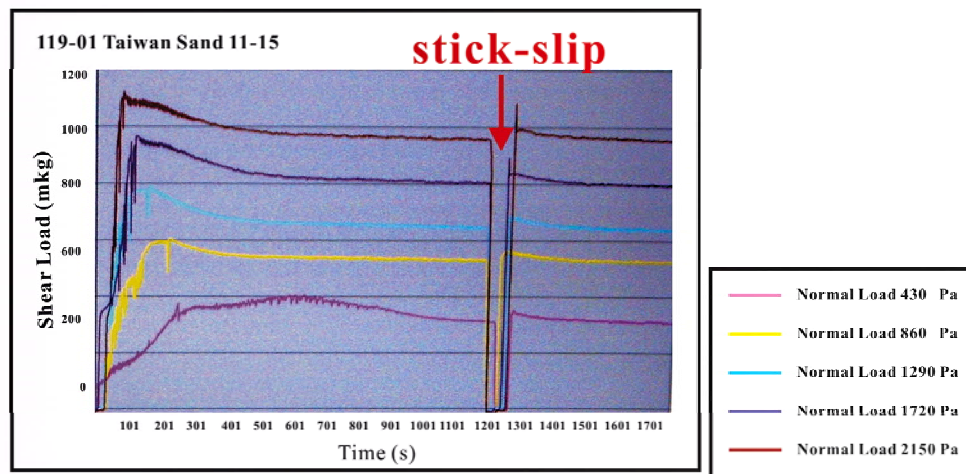
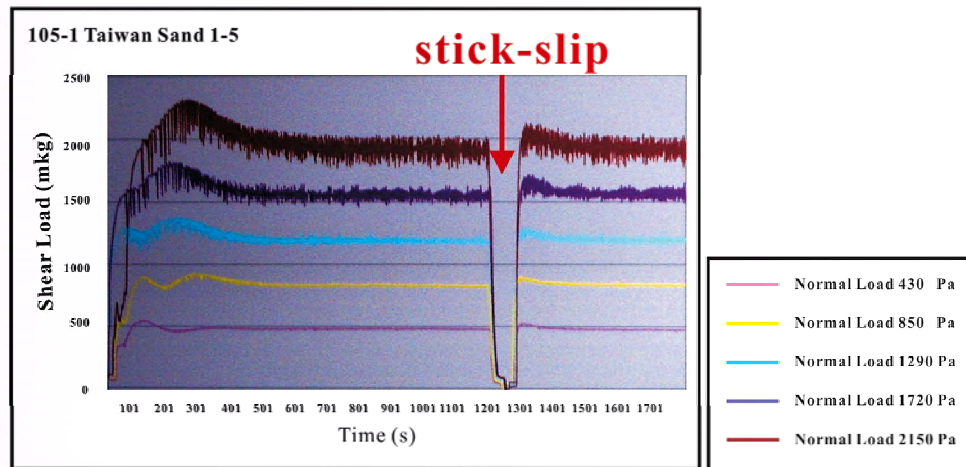


圖 4.7 實驗用澳洲風成砂之摩擦試驗結果。Klinkmuller *et al.* (2008)針對從台灣送至瑞士檢測，關於本實驗的砂體進行分析。不同顏色砂體表示不同的剪應力下砂體強度變化，隨著剪應力增加，有較明顯的滯滑(stick-slip)現象。

關材料粒徑及球度分析利用台灣大學地質科學系，場發射掃描式電子顯微鏡 (Field Emission scanning electron microscope, FE-SEM)，觀察實驗材料石英砂及實心玻璃珠等的物理性質。由電子顯微鏡進行直接進行觀察，檢測視窗範圍內十顆石英砂的平均粒徑為 $182\ \mu\text{m}$ ，球度屬於次角型至次圓形，玻璃珠平均粒徑為 $100\ \mu\text{m}$ ，球度屬於圓形(圖4.8)。本研究中利用物質專有特性來模擬自然界，本實驗選用的澳洲風成石英砂物理性質由於顆粒較小、球度較圓，實驗中用來模擬沉積物。實心的玻璃珠，玻璃珠的球度由SEM拍攝出觀察玻璃珠的球度幾乎接近1(圖4.8B)。

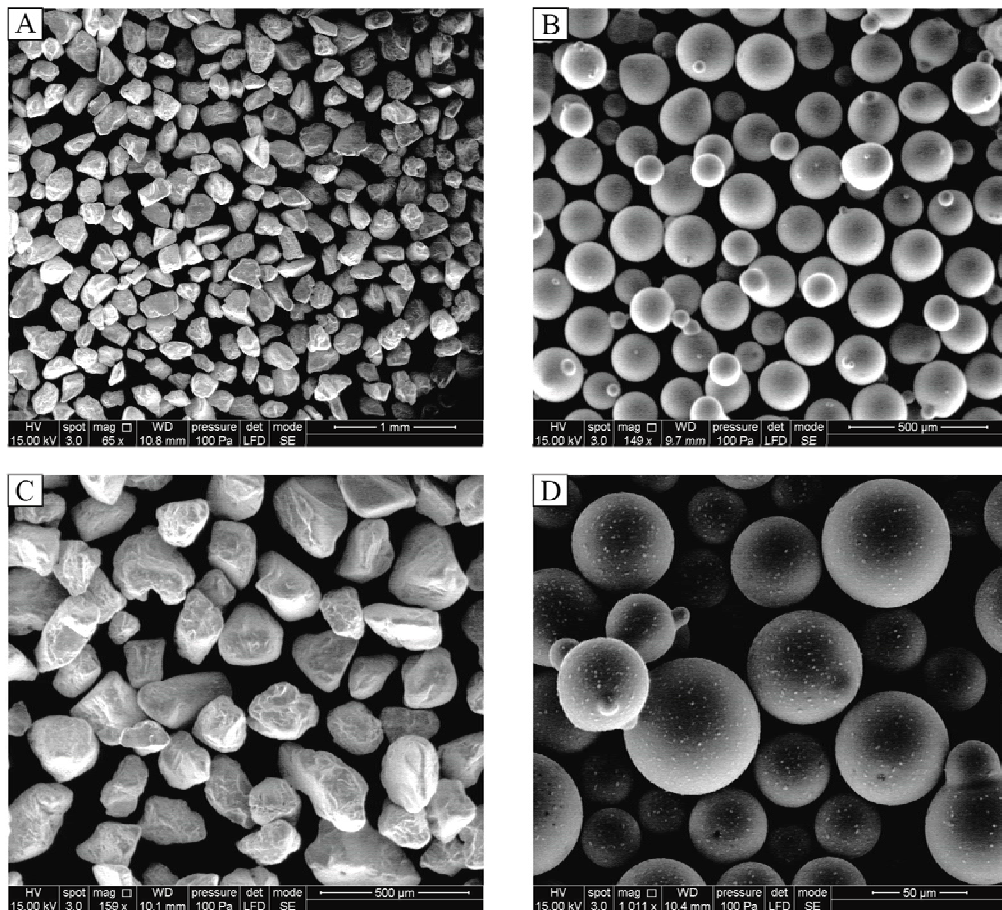


圖 4.8 FE-SEM 拍攝實驗乾石英砂及實心玻璃珠顯微鏡照片。(A)(C)乾石英砂平均粒徑 $182\ \mu\text{m}$ ，其球度統計結果屬於次角形至圓形；(B)(D)實心玻璃珠平均粒徑約 $100\ \mu\text{m}$ ，球度接近 1。

表 4.3.1 石英砂之化學分析結果(SIBELCO 檢測)。

項目	測試結果	規格
SiO ₂	99.75%	≥99.5%
Al ₂ O ₃	0.043%	≤0.1%
Fe ₂ O ₃	0.01%	≤ 0.018%
Moisture	0.013%	—

表 4.3.2 實驗材料顆粒分析結果(Klinkmuller 檢測)。

粒度分析	殘留百分比	規格
+ 50mesh	0.07%	< 0.5%
+ 60mesh	1.64%	< 5.0%

表 4.3.3 電子顯微鏡得到的石英砂粒徑大小、淘選度(Klinkmuller 檢測)。

Sieve analysis (SEM)	Grain size	Category	Sorting Category
4 hours	Mean(μm)	1=fine , 2=medium , 3=coarse	1=good 2=bad
Taiwan	182	1	1
Taiwan (color)	183		

表 4.3.4 電子顯微鏡得到石英砂長寬比、角度、圓度 (Klinkmuller 檢測)。

Grain shape	Aspect ratio (%)	Angular (%)	Sub angular (%)	rounded (%)
Taiwan	1.441	33.3	59.1	7.5
Taiwan (color)	1.441	33.3	59.1	7.5

表 4.3.5 環剪試驗及直接剪力實驗結果 (Klinkmuller 檢測)。

Strength	430-2150Pa	Taiwan	Taiwan	Taiwan	Taiwan
RST		Internal	(color)	Basal	(color)
			Internal		Basal
	Exp.-No.	105	106	119	120
Peak Density		1.63	1.52		
(g/cm)	(+/-)	0.01	0.01		
Peak Friction		0.734	0.612	0.283	0.407
		0.012	0.005	0.008	0.025
Cohesion		34	55	166	103
(Pa)	(+/-)	17	7	11	36
Static		0.657	0.501	0.28	0.45
Friction	(+/-)	0.006	0.003	0.007	0.022
Cohesion		65	87	133	93
(Pa)	(+/-)	8	4	10	31
Dynamic		0.53	0.53	0.253	0.297
Friction		0.006	0.006	0.253	0.297
Cohesion		96	96	128	175
(Pa)	(+/-)	9	9	11	26

表 4.3.6 實驗底拖帶砂紙詳細資料 (Buffalo 官方網站)。

NCA	型號 X871K (A150)	型號 X1281(Z60)
用途	一般金屬研磨	重金屬研磨
實驗模擬環境	中度摩擦力	高度摩擦力
砂布帶之硬度	硬	硬

4.4 實驗步驟

4.4.1 石英砂染色處理

利用脂溶性油漆當染色的色母，在容器內放酒精以及預染色母，兩者均勻稀釋，之後將預染色的白石英砂倒入容器中攪拌，讓石英砂可充分的均勻染色。色母：酒精：石英砂比例為 1：20：80，藉由此混合比例可達最佳染色效果(張國楨，1998；潘昌志，2009)。將染色的石英砂放置在通風陰涼處，自然風乾，待完全乾燥後，再次將石英砂攪拌均勻，避免石英砂結塊。因為溶劑中有添加酒精，酒精的燃點過低，請勿將染好之色砂，直接使用烤箱烘乾，以免產生氣爆的危險。最後將已乾燥之色砂放進收納箱，在收納箱內放上乾燥劑，避免砂子受潮，另在收納箱外側貼上染色日期，箱內的材料特性等依序再分箱歸位，以利實驗使用時之方便性。

當進行實驗前，必須使用#20篩網過濾完全乾燥的石英砂，把石英砂中所含的雜質及結塊等去除，才可以開始進行實驗。

4.4.2 砂與玻璃間邊界效應

本實驗儀器是由兩片厚玻璃組成，利用不同的實驗設計在玻璃內部模擬構造的動力學情形。石英砂顆粒與玻璃間的摩擦力，使砂子黏至玻璃上，造成模擬時拍攝影像模糊；因此需要去克服此問題，讓模擬工作能更真實呈現。本研究在關於邊界效應的問題解決辦法是選用美國進口Rain·x撥水劑，利用撥水劑中水不會殘留的特性，在實驗前將撥水劑均勻的抹在玻璃內側後，靜待半小時，讓整個撥水劑效用達到一定效果，使實驗不會受到砂粒摩擦造成玻璃呈現的影像會有模糊不清等問題，也能更清楚了解各個模擬的運動過程。

4.4.3 實驗過程

實驗過程中於砂箱儀器內鋪上乾石英砂，使用實降法，此做法目的是使石英砂能均勻的平鋪於砂箱內，因實降高度會影響砂層的相對密度，故鋪砂過程中實降高度盡量控制在同一高度，本研究實降高度約為30公分。砂層間最好選用對比較大的染色石英砂鋪製，以利實驗的觀察。另外會在同一砂層中，以不同顏色的石英砂間隔製作出三角形的幾何圖形做各層的區別，此作法可以用來提高PIV(Particle Image Velocimetry)分析準確度以及描繪砂體間的運動軌跡，標記顆粒的運動路徑的記號，以方便了解顆粒受到擠壓變形的運動情形，且清楚幫助分析砂體間運動的過程。各個實驗中，會於砂紙的末端擺放至一個預防砂紙翹起的罐子。

本研究採取隱沒式的砂箱模型進行實驗模擬，藉由步進馬達可以控制應變速率，馬達速度控制在3-4cm/min，動力學相似只與作用力方向有關，因此速度並不會去影響構造模擬結果的差異，速度控制在於後續的影像資料分析會有所差異。

整個實驗記錄方式，當石英砂依照模擬條件鋪設完成時，將相機固定在腳架上擺放在定點，並在砂紙末端裝上位移記錄器，將步進馬達所拉動的位移顯示於前方的小液晶螢幕，當實驗開始時可依據相機拍攝到的位移，清楚了解目前運動階段。並可以依據不同實驗需求，做相機定點拍攝，本實驗所使用的相機型號為Canon350d，實驗過程中，相機連續性拍攝影像，當實驗結束後，利用XnView影像軟體裁切影像，並利用Windows movie maker 軟體將影像串連起來，即成為動畫影像檔，此做法有利於實驗的觀察，並可以更清楚藉由影片播放，直接了解整個模擬的過程，且可留存以利後續研究使用。

4.4.4 表面侵蝕作用

根據 Davis *et al.* (1983)提出單側增積楔形體發展受到臨界錐形角度($\alpha+\beta$)控制，而雙向楔形體發展的表面坡度定義為 α 及 α' ，受到聚合作用時雙向增積楔形體垂直發展，達到兩個表面坡度時，會發生表面侵蝕作用，隨著持續的聚合作用，表面坡度隨著抬升作用會維持自我相似的增加。從前人及本研究實驗觀察，當聚合約 50 公分時，增積楔形體的表面坡度會發展到一個臨界值，此時實驗將步進馬達暫停，將產生的表面坡度畫在空白投影片上(圖 4.9)，將高於表面坡度的砂體利用保麗龍刮刀以及吸塵器移除。

當表面侵蝕結束後，於表面灑上一層與最上層砂層顏色不同的石英砂，用來模擬自然界中的間接性的沉積作用，當侵蝕的動作結束後，重新拍攝侵蝕後的結果，以利製作影片時觀察的連續地形變化。

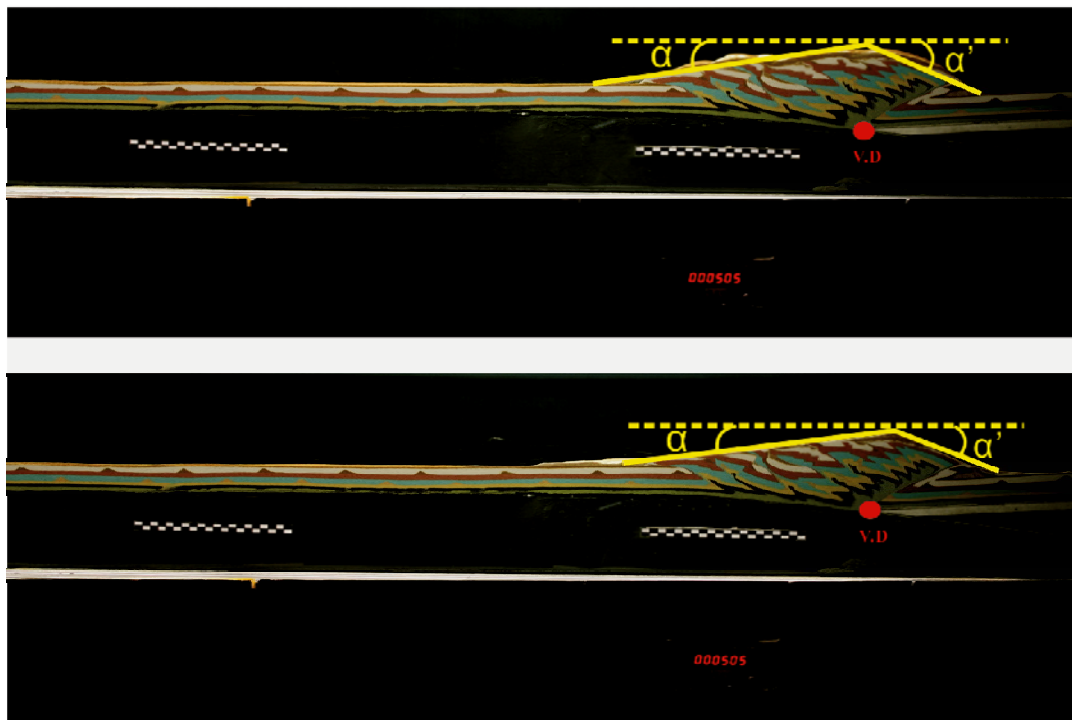


圖 4.9 砂箱侵蝕實驗示意圖。聚合約 50 公分，增積楔形體達到固定的表面坡度，進行表面侵蝕實驗，利用固定的表面坡度進行侵蝕作用。

4.5 質點影像速度分析

4.5.1 PIV 簡介

質點影像速度分析(Particle Image Velocimetry ,PIV) 為一種流場量測的分析技術，此方法利用兩張時間連續影像，針對影像中粒子的位移量，進行交叉對比分析(Cross-correlation)，進而得到分析範圍內的位移場(Landreth *et al.*, 1988; Adrian, 1991; Lecordier and Mouqallid, 1994)，主要儀器是由雙脈衝雷射(double-pulse laser)、電荷耦合器件(charge couple device)、粒子流動(target flow)、數據(data) 所組成(圖4.10)。近年來更是應用在衛星或是航照影像來了解山崩的空間隨著時間上演化、質點上的變化(Dominguez *et al.*, 2003; Tseng *et al.*, 2008)，利用PIV分析方法在砂箱實驗中，可提高解析度的位移監測(Adam *et al.*, 2002, 2005; Hoth *et al.*, 2007)，以及針對岩層破裂前瞬間質點的變化以及位移場情形，可以提供動力學的機制分析。

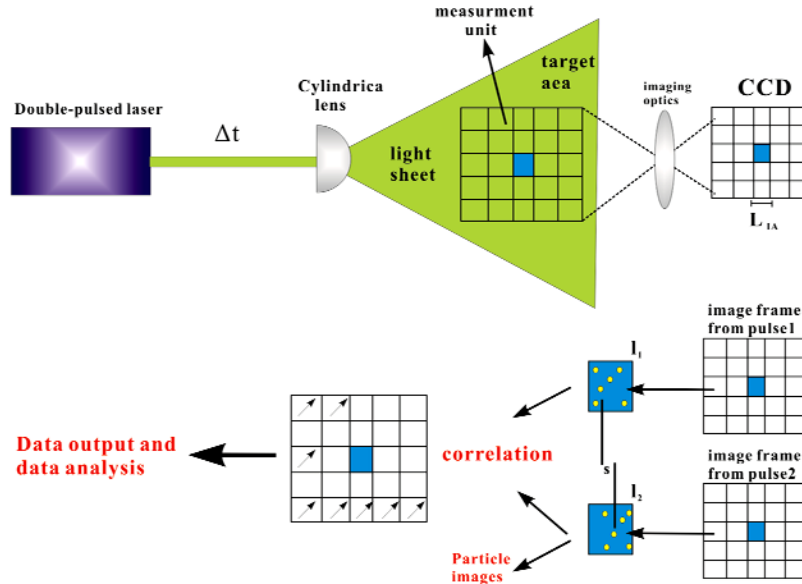


圖 4.10 質點影像速度分析原理。雙脈衝雷射在極短的時間(Δt)內發射出兩道脈衝光照射流場平面，同時間高速攝影機利用曝光連續的影像，來計算追蹤粒子的位移，藉由兩張影像交互相關性，得到顆粒移動的速度以及計算各種物理量。(修改自曾佳漢，2006)。

4.5.2 PIV 資料處理流程

PIV 軟體分析質點的流程圖如圖4.11。本研究所使用的PIV分析軟體為PIVview2C Demo3.0，本軟體所能處理的格式為灰階影像的TIF檔格式，首先利用影像軟體(XnView)批次轉換所有影像，接著將影像讀取進入軟體內，並利用PIV Mask將影像進行遮罩處理以及設定所需要進行的分析範圍(圖4.12)，此做法的優點除了可以清楚表現出重點分析範圍的重點，更能加速電腦的運算。

由PIVview2C Demo3.0分析軟體，設定以下六個部份：(1)網格(grid)、(2)交叉演算相關性(correlation)、(3)演算法(Algorithm)、(4)峰值檢測(Peak Detection)及(5)離散值(圖4.13)。

資料分析中，網格大小會影響分析結果所呈現的向量流場密度。在資料分析進行中，將待分析影像分成多格的判斷窗(Interrogation window)，其單位 $L \times L$ pixel (圖4.14)。判斷視窗的大小，可用來顯示影像中流場的密度(圖4.14)，指定適當的判斷視窗，可助於向量的呈現。圖4.14說明不同判斷視窗分析結果，從 $16 \cdot 16$ Pixel、 $32 \cdot 32$ Pixel、 $96 \cdot 96$ Pixel的分析結果發現越大的判斷視窗，越能代表影像中流場向量的特徵，過小的判斷視窗會造成向量重疊失真。針對本研究分析時對於判斷視窗的選擇，依據GEOMOD國際數值模型會議，擬定全世界模擬實驗室使用PIV分析時，規定使用 $32 \cdot 32$ pixel的判斷視窗大小，目的希望多數分析資料，可直接進行明顯的比對以及資料可利用性(Susanne and Guido, 2008)。除了國際會議的規定，本研究根據不同視窗的分析結果，觀察以 $32 \cdot 32$ pixel的視窗大小能顯示主要的流場特徵，也不會造成向量重疊失真，因此本研究中分析PIV的判斷視窗為 $32 \cdot 32$ pixel，但針對細部剪切帶剪應變分析，若將判斷視窗選用 $32 \cdot 32$ pixel，會造成非常瞬間微小的剪應變量無法由軟體計算得知，本實驗在分析剪應變量時將判斷窗設定為 $8 \cdot 8$ pixel，只針對細部剪應變分析，相關結果於之後第五章節闡述。

由於分析影像時需要比對兩張影像的關聯度，軟體在交叉演算關聯性時，本研究選擇傅立葉交叉演算法分析(FFT-cross-correlation analysis)計算向量的相關係數，關於傅立葉交叉演算法分析其限制為使用判斷窗需一致，由於選擇此分析方法較快速且會將較小的雜訊消除，可得到較精確的結果。由於本實驗隔著玻璃拍攝，加上實驗物質顆粒較小，會導致雜訊以及準確率降低，因此在分析過程中會額外加上“多次重複計算相關係數(Multiple repeated correlation)”選項(圖4.13B)，可將雜訊經過多次計算平均後而消除，另外分析時選擇“相的相關性(Phase correlation)”計算向量的相關性，其結果因資料量大造成處理速度慢以及的雜訊較多，造成分析結果不佳，故本研究不使用。

PIV軟體中演算法(Algorithm)，利用計算向量的位移量為單次通過(single pass)，這是一個軟體建議的標準演算法，此演算法優點為只會針對單格的判斷視窗及單次通過的向量位移進行計算，在研究過程中測試過多次通過(multiple-pass)計算，計算方法為利用一格以上的判斷窗內部的位移通過量來計算，這個分析方法可以得到較大量的資料進行計算，但得到結果誤差可能為偏置誤差(bias-error)，但由於分析剪應變量為瞬間質點變化，因此會藉由多次通過計算能得到較佳的分析結果，因此在演算法為一般分析，選定預設的單向通過位移的演算法進行計算(圖4.13C)。

軟體在演算結束後會針對向量進行峰值檢測，研究過程中選用三點高斯曲線去找合適的最高峰值，計算方法是從四個鄰近最大相關係數以及配合高斯法進行峰值檢測，本研究在峰值檢測選用質心方法(center of mass fit)尋找適當的、最佳的峰值分布，由最佳峰值檢測結果可以提高向量的解析度，幫助實驗分析了解質點瞬間變化(圖4.13D)。

最後設定參數為離散值(Outliers)，軟體中可以設定最大的位移量(Maximum Displacement)超過此設定值(Pixel)以上，實驗中關於最大位移量的範圍約3pixel-20pixel之間有較佳的分析結果，超過這個範圍分析出向量會部分失真且錯誤向量出現。最大的位移差(Maximum Displacement Difference)計算方式是由本身

判斷視窗以及八個鄰近判斷窗進行位移差的計算，當設定的值大於鄰近的四個判斷窗所計算出的值，則會被認定此判斷視窗內部向量為離散值，經實驗測試範圍約1pixel-10pixel之間可以得到較精確的結果。中位數過濾(Normalized median Filter)藉由分析位移量中八個鄰近判斷窗內向量的中位數分析，大於設定中於位數時，將判斷視窗內部向量當成離散值，實驗測試範圍約1pixel-5pixel，離散值分布較對稱、較合理，可以精確得到向量資料。最後離散值部分加入最小雜訊率(Minimum signal to noise ratio)由此分析方法，將雜訊或不符位置向量用小於特定值向量離散限制資料量，分析範圍約10pixel-50pixel之間(圖4.13E)。



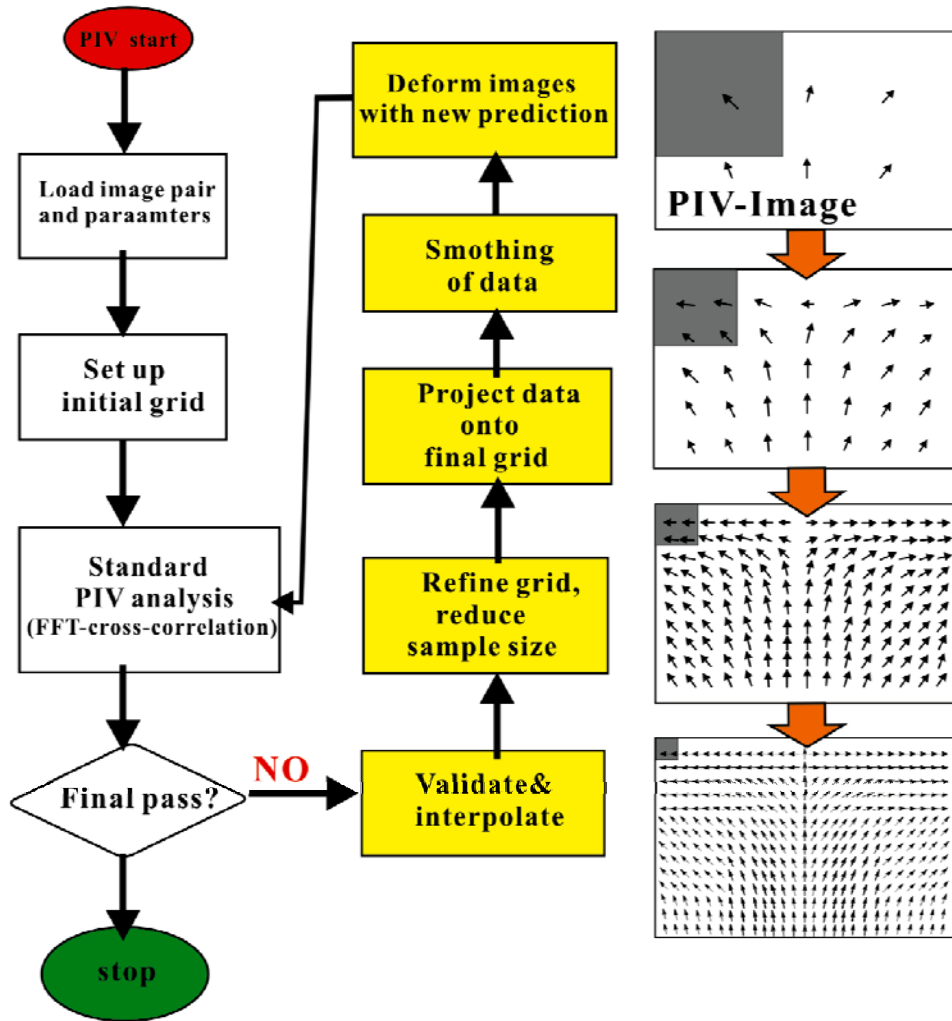


圖 4.11 PIV 分析流程圖表。(修改自 PIV view v3.0 Manual)。

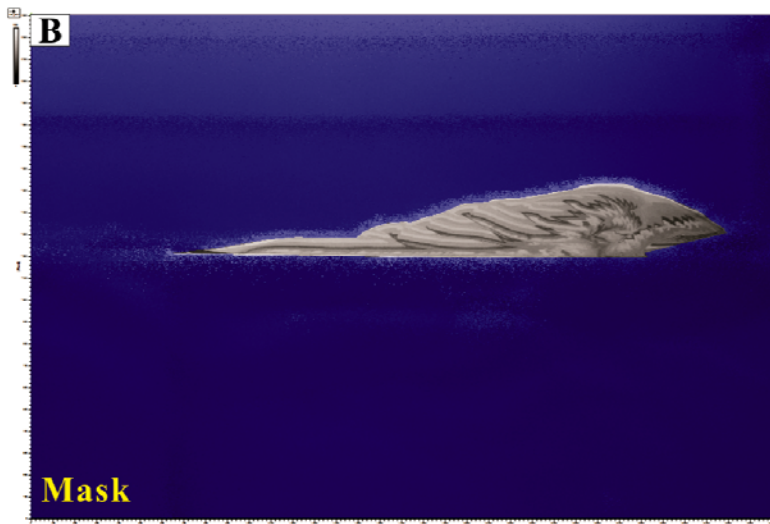


圖 4.12 本圖為 PIVview3.0 軟體讀取實驗影像圖。上圖為軟體分析時未使用 PIV Mask 遮罩功能，下圖為利用 PIV Mask 進行遮罩功能，經由遮罩的功能，可清楚凸顯整個實驗分析結果的重點。

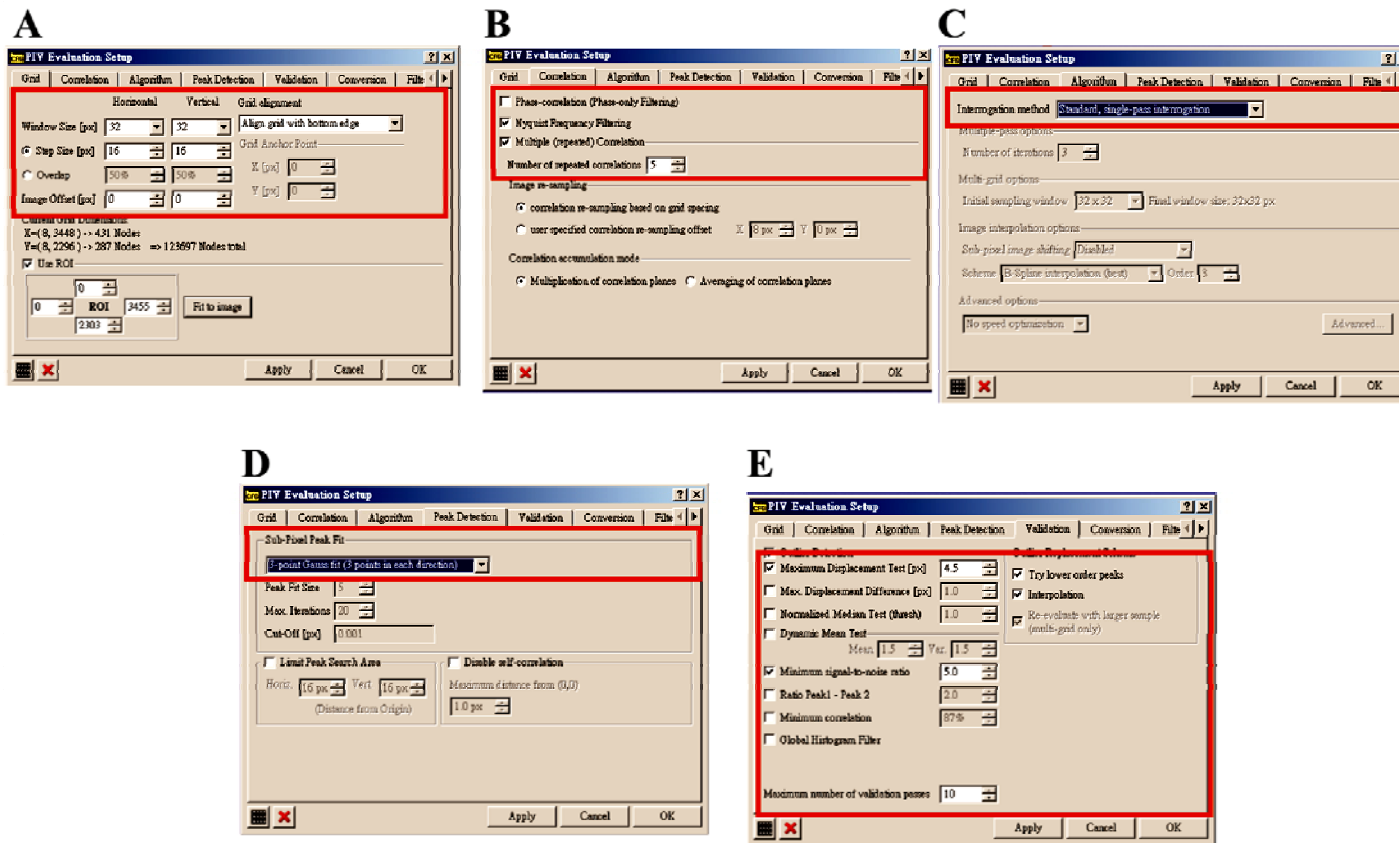


圖4.13 PIV軟體分析參數設定。A:網格(grid)、B交叉演算相關性(correlation)、C演算法(Algorithm)、D峰值檢測(Peak Detection) E離散值。

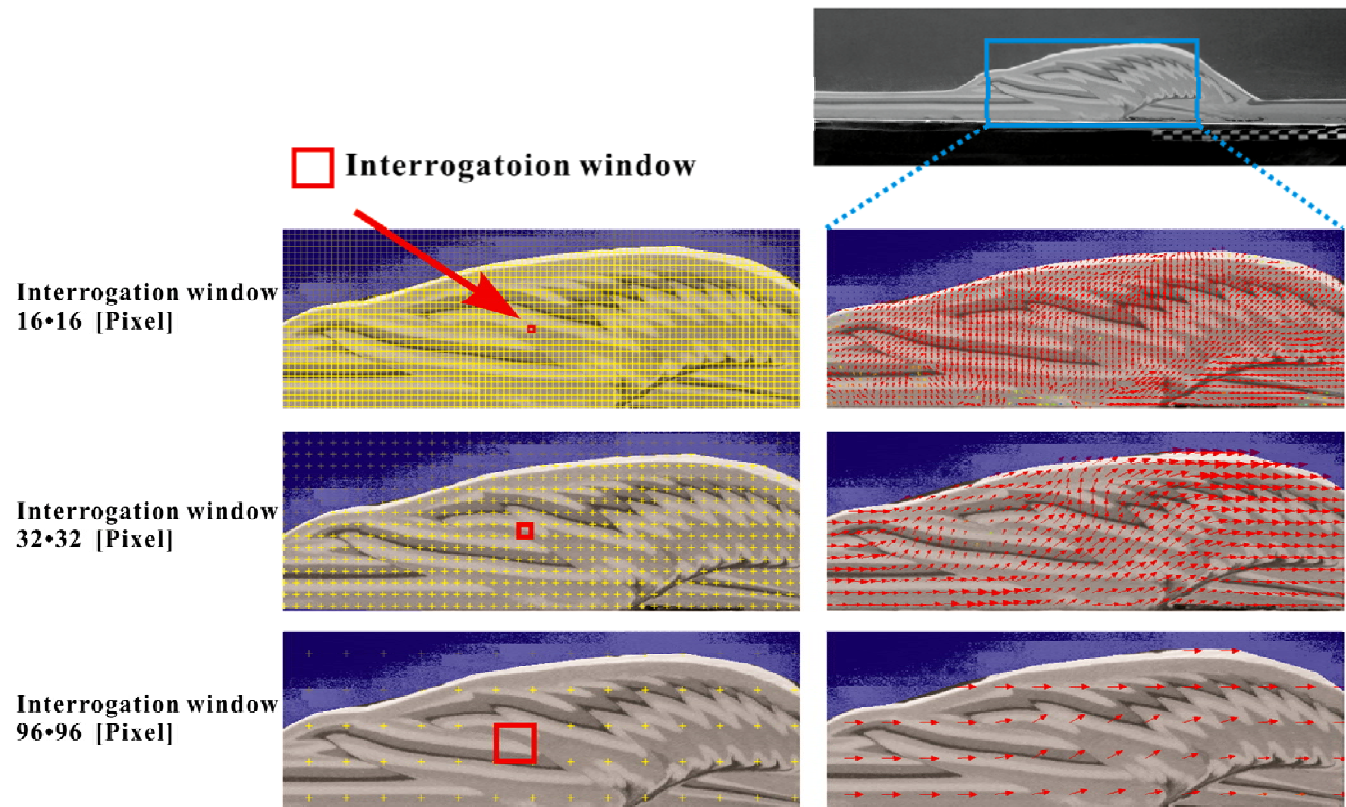


圖 4.14 PIV 不同判斷視窗選擇的分析結果。左圖為軟體利用網格提示判斷視窗分別是 16 · 16Pixel、32 · 32Pixel、96 · 96Pixel，紅色框表示影像中其中一個判斷視窗，其一單位為一個 Pixel，右圖為實際分析完的結果，可以看到判斷視窗越大，分析流場的向量越精確。

4.5.3 PIV 資料

本研究使用 PIV 影像處理軟體來進行微小變化的量化，由 PIV 軟體得到之結果可由三個不同方式呈現、分別為水平分量、垂直分量以及剪應變量，闡述於第五章及第六章。

實驗結果所得到之 PIV 影像結果資料量十分龐大，本研究將列出實驗中前緣逆衝斷層發育較明顯前緣增積循環，其中包括了從初始發育期、斷層深部俯衝及再活化期等完整的發育歷史。由於在增積楔形體砂箱實驗中，大致上由數組前緣增積循環所組成，因此藉由一組的結果進行完整的分析，亦可得知該實驗的變形特性。本研究利用水平、垂直的速度分量以及剪應變量，比較不同階段的變化來說明各個階段的變形特徵，從各個圖中(圖 5.5、圖 5.6、圖 5.7、圖 5.8)，由左至右分別顯示是水平向量、垂直向量以及剪應變量，各個階段都經由水平分量前緣累積，可去推測當時各個階段的應力及應變的狀態。

另外為了探討斷層是否具有脫序行為，本研究將利用實驗中每兩張影像連續分析剪應變量，並重新畫圖進行比較底部摩擦力以及表面的侵蝕的因素，觀察不同的實驗結果所分析出的剪應變量，以及在前緣增積不同聚合階段，觀察原先已存在的前緣斷層是否有脫序行為產生(圖 6.7)。

4.6 統計前緣斷層生長週期

增積楔形體初始發展，經由最弱點發展出速度不連續點(V.D)(圖 4.15)，向上產生隆起構造，關於前緣增積系統的側向發展，藉由前緣斷層產生的基底滑脫面，統計斷層生長週期。每個前緣斷層開始發育時，往前發展的前緣逆衝與速度不連續點的水平距離增加(紅色實線)，隨著聚合時的俯衝作用，將前緣斷層的傾角變陡，此時水平距離逐漸縮短(紅色虛線)。本研究將進行統計前緣斷層生長週期，來解釋摩擦力與侵蝕作用對斷層的影響。舊有的前緣斷層(紅色實線)隨著持續聚合，斷層傾角會越來越陡(紅色虛線)，這時前緣斷層與速度不連續點的水平距離會逐漸減小，當有新的前緣斷層產生時(黑色實線)，新前緣斷層的前緣距離與速度不連續點間重新產生新的水平距離，此水平距離會比前一個斷層來的長。藉由量測這樣的統計結果進行繪圖，可以得到實驗中的斷層生長週期，以及斷層生長在聚合過程中的哪個階段，同時比較實驗中加入表面侵蝕，對於斷層生長週期的影響，以及斷層在實驗中生長的數目，由統計結果互相比較而進行討論。利用相關統計結果，對於前緣斷層受到表面侵蝕作用是否對於整個系統發展有任何變化進行討論。

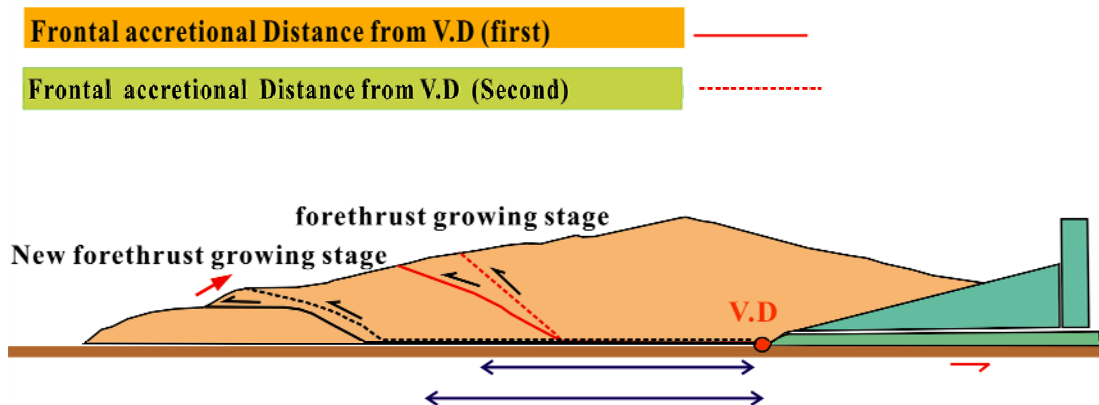


圖 4.15 解釋前緣增積系統中前緣斷層生長情形

第五章 實驗結果

5.1 砂箱影像分析結果

本研究實驗結果分為三個部分，初期研究雙向增積楔形體的前緣增積循環，接著對於楔形體背側中的背衝斷層發育，及後期針對菲律賓海板塊前緣的弧前基磐隱沒造成造山帶的初期碰撞進行模擬。關於實驗底部滑脫面傾角設計，依 Suppe(1981)提出台灣南部隱沒時，滑脫面傾角(β)為 6 度。實驗時步進馬達設定為每分鐘拉動 3cm，而砂箱中鋪上厚度 4 公分石英砂，用來模擬沉積物，每個實驗皆會使用幾何形狀為三角形的石英砂做為記錄粒子運動軌跡標示。

根據 Hoth *et al.* (2007)提出增積楔形體前緣增積循環，本研究利用砂箱結果對於雙向增積楔形體運動學演化及地形變化進行討論，提出本實驗所觀察到的增積循環特徵。本實驗 5.1.1 至實驗 5.1.4 中，利用在底部鋪置玻璃珠控制底部摩擦力高低，及表面發生侵蝕作用的實驗模擬結果。各項實驗控制的參數整理於表格 5.1，各實驗的結果差異將分述如下節。

表 5.1 四個實驗參數一覽表。

實驗名稱	Exp5.1.1	Exp5.1.2	Exp5.1.3	Exp5.1.4
聚合長度	156cm	142cm	166cm	170cm
玻璃珠厚度	無	置底部 2mm	無	置底部 2mm
表面侵蝕作用	無	無	有	有
前緣表面坡度	6 度	4 度	6 度	4 度
前緣斷層傾角(α)	12 度	16 度	28 度	36 度
背側侵蝕坡度(α')	0 度	0 度	27 度	29 度

5.1.1 底部高摩擦力實驗

底部為高摩擦力的砂紙，位於斷層下盤底部深部物質會與高摩擦的砂紙產生互鎖效應(Locked)。斷層生長以深部俯衝的機制，斷層以覆疊狀形式生長，增積楔形體的表面坡度增加(α 及 α')。根據增積楔形體的臨界錐形角度理論指出，錐度隨著底部摩擦係數增加而增加(Dahlen, 1990)(圖 5.1)。

5.1.2 底部低摩擦力實驗

底部使用高摩擦砂紙，底部鋪上厚度 2mm 粒徑#100 的實心玻璃珠，實驗底部受到圓玻璃珠的滑動而摩擦力下降，造成深部物質不易被帶入增積楔形體內部。斷層生長以前緣基底滑脫面機制，斷層以滑脫作用現象生長，前緣滑脫面易形成新的速度不連續點而發展出一系列背衝斷層，由於前緣抬升，低摩擦力造成增積楔形體表面坡度比高摩擦力時坡度緩(圖 5.2)。

5.1.3 底部高摩擦力侵蝕實驗

實驗約聚合長度達到 50 公分時，表面坡度(α 及 α')不在改變，穩定維持一個相似角度，此時增積楔形體狀態達到臨界值，表面開始發生侵蝕作用。侵蝕作用造成上部物質正向應力減弱，造成更強烈的深部俯衝作用，在前緣的逆衝斷層傾角變陡，生長時間週期明顯比為發生侵蝕實驗來的長(圖 5.3)。

5.1.4 底部低摩擦力侵蝕實驗

底部低摩擦力，前緣斷層以沿著基底滑脫面生長機制，造成觀察到的滑脫現象，但聚合長度達到增積楔形體表面坡度時，上部物質移除後，會增加斷層下盤物質與砂紙產生深部俯衝作用，以及低摩擦力的基底滑脫面積，在增積楔形體的前緣會發展出小型的背衝斷層(圖 5.4)。

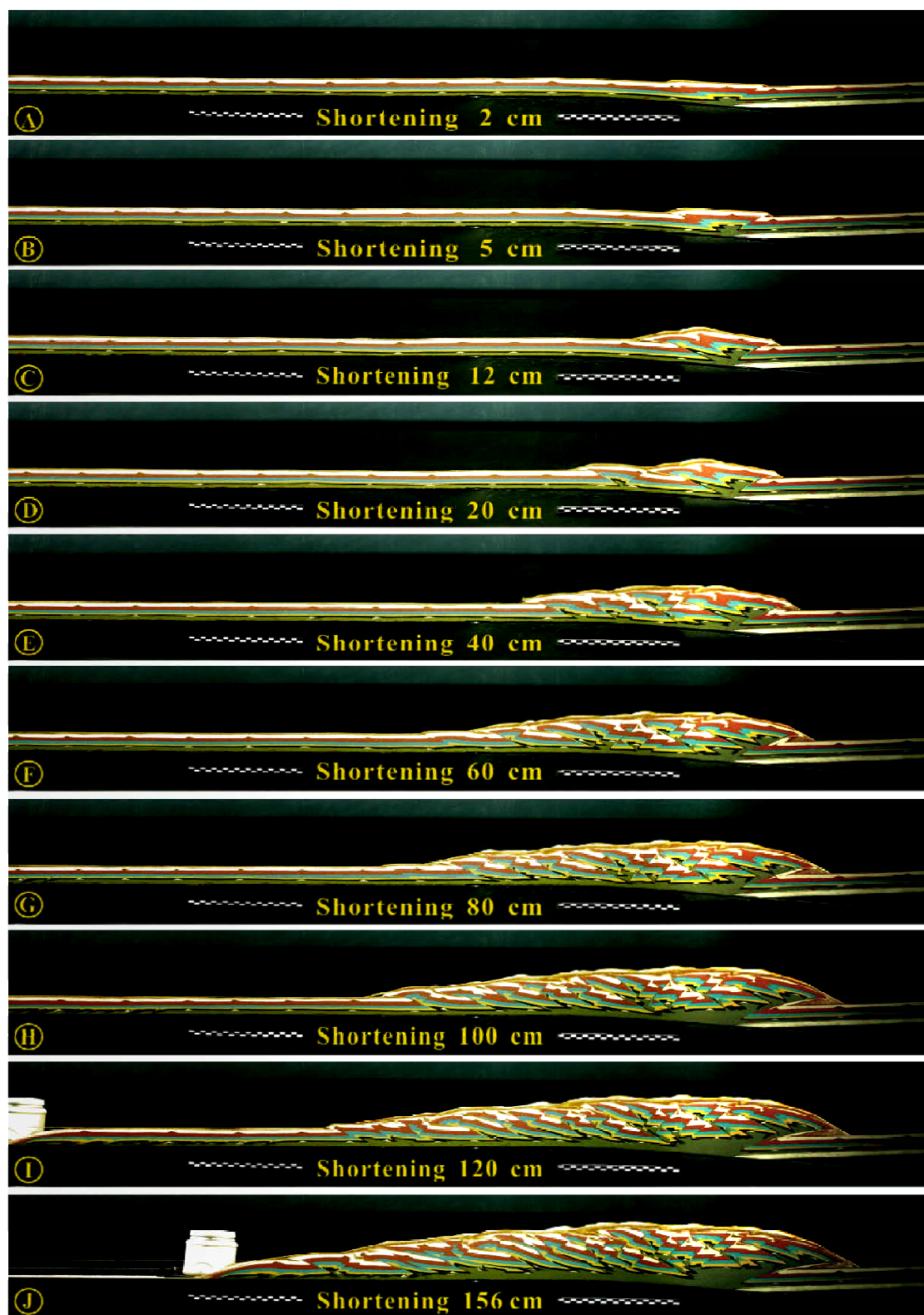


圖 5.1 底部高摩擦力雙向增積楔形體砂箱實驗。

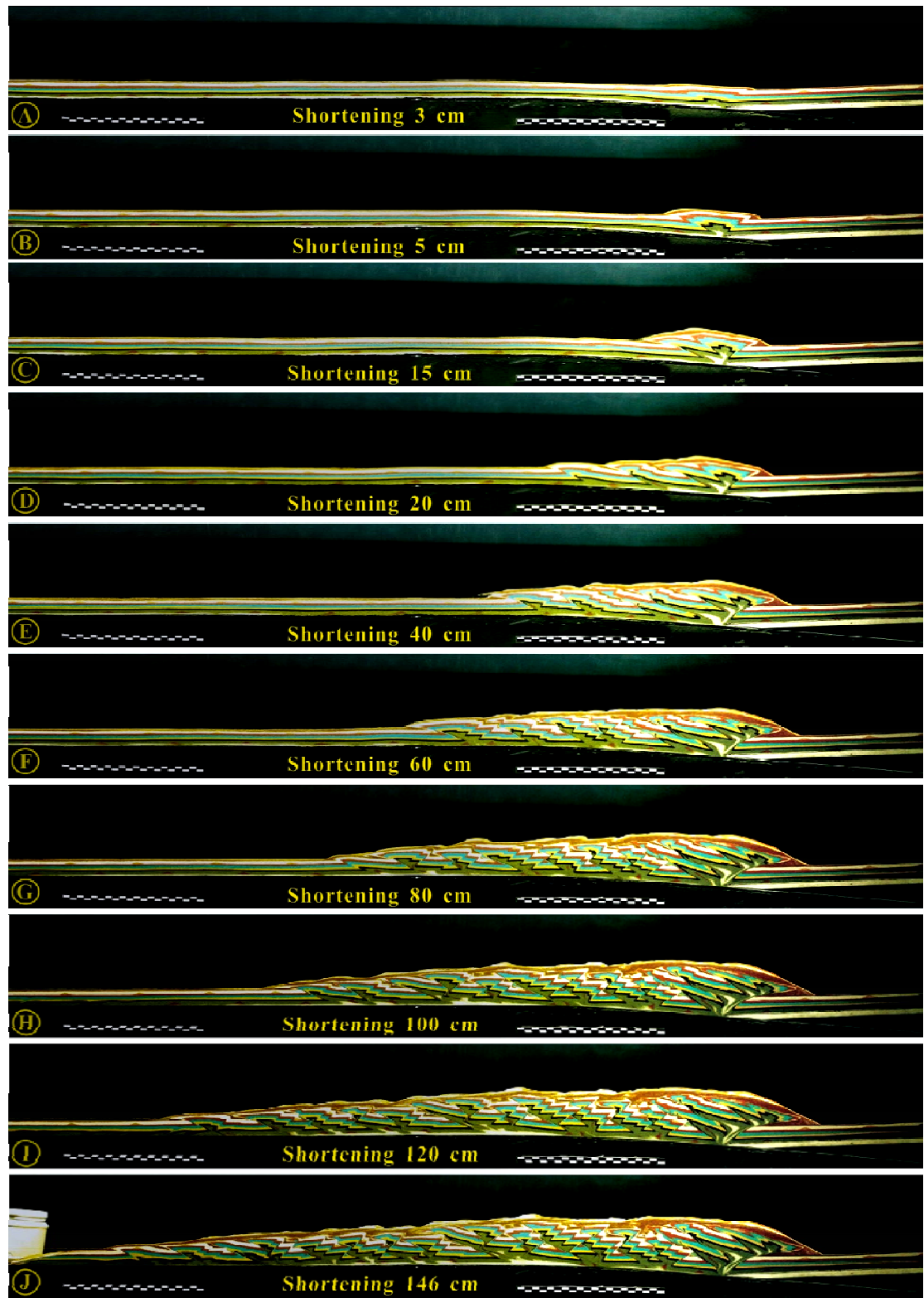


圖 5.2 底部低摩擦力雙向增積楔形體砂箱實驗。



圖 5.3 底部高摩擦力雙向增積楔形體侵蝕砂箱實驗。



圖 5.4 底部低摩擦力雙向增積楔形體侵蝕砂箱實驗。

表 5.2 彙整四個實驗中增積楔形體的前緣增積循環(frontal accretional cycle)，觀察前緣增積各階段的幾何意義以及是否著重要的地質構造。

表 5.2 實驗結果增積楔形體循環各個階段。

	重要特徵
<p>第一階段 斷層初始發育階段 (thrust initiation)</p>	<ol style="list-style-type: none"> 1. 從板塊交界速度的不連續點，受到一組共軛的前緣逆衝斷層及背衝斷層發育形成對稱的隆起構造，此隆起構造呈現倒三角形，為增積楔形體軸部地勢最高地方(圖 5.1A)。 2. 第一個階段中後期，隆起構造受到一系列的前緣斷層生長，幾何形狀由對稱轉變為不對稱。
<p>第二階段 深部俯衝階段 (Underthrusting)</p>	<ol style="list-style-type: none"> 1. 第二個階段從原先垂直方向發展，經由產生的基底滑脫面(basal décollement)而開始往側向發展，下盤的砂體沿著所產生斷層面向下俯衝至增積楔形體的底部(圖 5.1C)，整個增積楔形體側向的地形抬升。 2. 地層上盤沿滑脫面向上逆衝形成一個平坦的斷坡斷坪(flat-ramp)的背斜幾何形狀，呈現箱型的構造(flat-topped box anticline)(圖 5.1C)。 3. 深部俯衝作用，造成增積楔形體軸部向背側堆疊，造成增積楔形體的背衝斷層可能會有脫序活動產生。
<p>第三階段 重新活動階段 (reactivation)</p>	<ol style="list-style-type: none"> 1. 重新側向傳遞產生一個新的變形前緣的前緣逆衝斷層，再次發展出一組新共軛斷層形成一個新的倒三角形的隆起構造，及促發背衝斷層重新活動。 2. 再活動階段為前緣增積循環中回復到第一個階段。

5.2 PIV 影像分析結果

前緣增積循環三個階段中，根據水平向量特徵，在不同階段中呈現不同的應變結果。四個實驗中的分析結果有以下共同特徵：

- (1) 第一個階段從水平分量圖中發現水平分量集中於前緣處，利用對比到石英砂的塑性的變形行為，推測應力及應變狀態。在逆衝斷層初始發展階段，受到持續的聚合作用，因此剪應力隨著聚合作用持續累積，此時應變隨著應力而增加，應變狀態呈現應變增強情形。
- (2) 隨著聚合作用應力持續累積，達到了岩石強度降伏點，此時應力開始減弱但應變還是受到應力影響持續增加，最後呈現一個穩定值的應變而發生破裂。從第二階段深部俯衝階段(*underthrusting*)在水平分量結果分散於各個增積楔形體的前緣，此時應力為減弱狀態，應變狀態呈現應變減弱情形。
- (3) 藉由前人研究前緣增積系統中也同樣觀察應變的變化，對應到本研究的實驗結果 5.2.1 到 5.2.4，將 PIV 軟體分析水平、垂直以及剪應變量結果，並將其各實驗細部的結果描述於下，並比較是否可由本研究中觀察到與前人研究之異同處。

5.2.1 底部高摩擦力實驗-PIV 分析結果

由 PIV 軟體分析得到三個量化的結果(圖 5.5)，本實驗分析實驗結果為聚合長度 75 到 81 公分階段，實驗設置底部底拖帶為高摩擦力。

在各個階段中，砂紙受到步進馬達向右拉動，PIV 分析的結果中，所有水平向量都呈現一個均勻向右移動的現象。從水平向量中，第一個階段主要的應力持續受到聚合作用的累積，應變增強因此水平分量集中於前緣(圖 5.5A、圖 5.5J)，對應到垂直向量分析結果，垂直抬升發展於前緣隆起構造。隨著持續的聚合擠壓，進入深部俯衝階段，應力累積到臨界，應力狀態呈現應變減弱，由於底部砂紙為高摩擦力，造成下盤深部物質與高摩擦力砂紙相互鎖住，下盤帶入物質被鎖於深部。可以發現明顯的深部俯衝作用，從前緣水平分量結果觀察到，在這個階段的水平分量比先前的階段較為分散(圖 5.5D)，在增積楔形體軸部及後方，對應到垂直向量中，整個增積楔形體前緣部分以及軸部都造成有明顯的垂直抬升(圖 5.5E)。

關於剪應變差異，受到俯衝作用，可以觀察到較老的前緣斷層會有剪應變量發生且重新活動的情形(圖 5.5F、圖 5.5O)，增積楔形體軸部背側的背衝斷層受到深部俯衝作用影響也有更明顯的剪應變量剪動情形(圖 5.5O)。

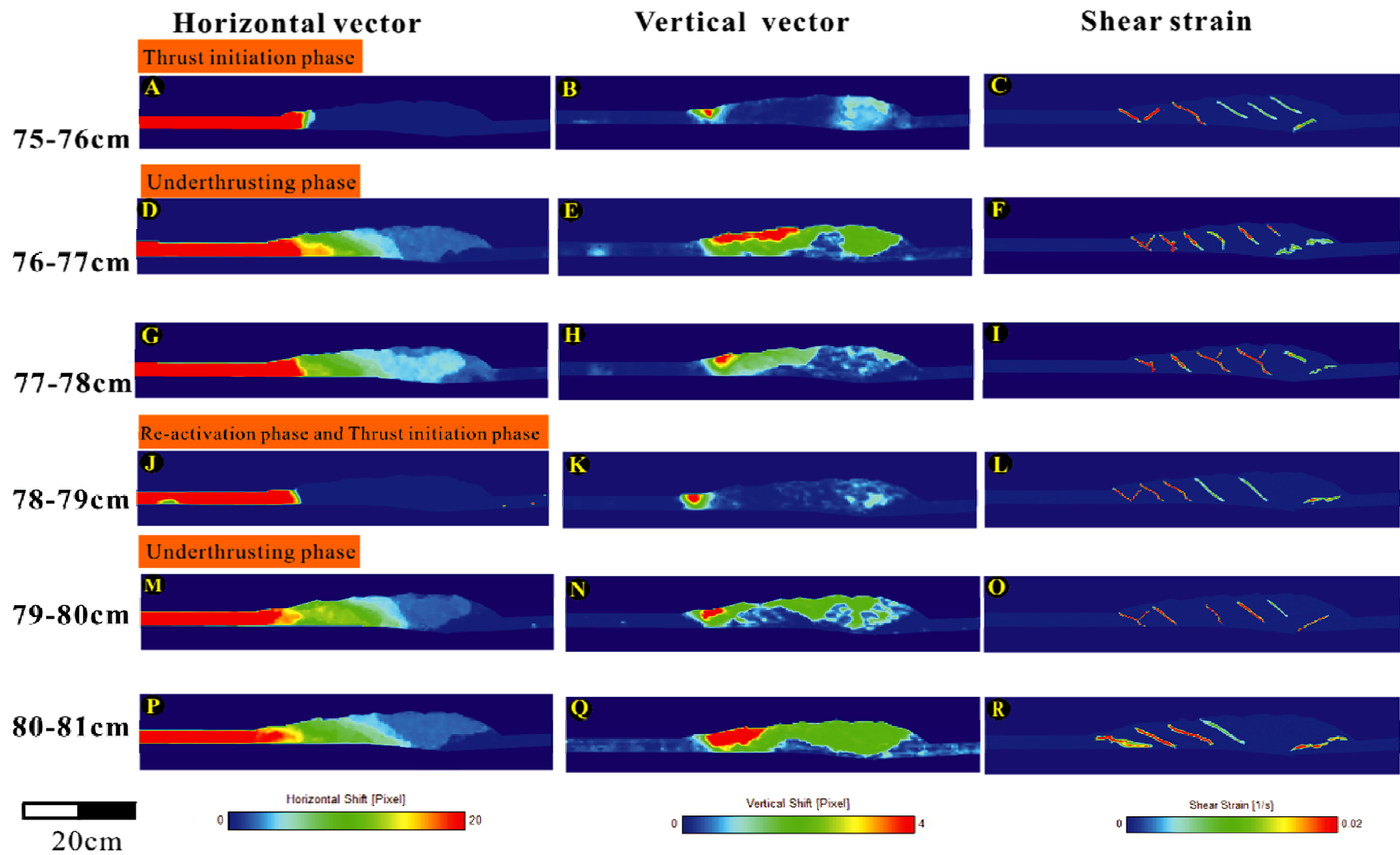


圖 5.5 PIV 分析高摩擦力實驗的前緣增積。

5.2.2 底部低摩擦力實驗 PIV 分析結果

由 PIV 軟體分析得到三個量化的結果(圖 5.6)，本實驗分析結果為聚合長度 50 到 56 公分，底部底拖帶為低摩擦力。

從實驗中發現在第一個階段時應力造成的水平向量集中於前緣部分，呈現應變累積；在深部俯衝階段，應力呈現應變減弱分布在整個增積楔形體中。由於實驗中底部鋪設厚度 2 公分的玻璃珠降低摩擦力，而低摩擦力的俯衝作用較高摩擦力不明顯，前緣垂直抬升量分布與高摩擦力的抬升量相比結果較低，由於低摩擦力的前緣斷層生長以基底滑脫面的生長機制，造成深部俯衝階段減弱(圖 5.6E)。

剪應變量分布方面，從圖中觀察到底部摩擦力低，使的前緣斷層的生長機制為滑脫作用，位於前緣的斷層剪應變量與高摩擦力實驗結果相比，摩擦力低的實驗斷層重新脫序活動情形較不明顯，在前緣可以觀察到增積楔形體前緣內的小背衝斷層有明顯剪應變量(圖 5.6F、圖 5.6D)。



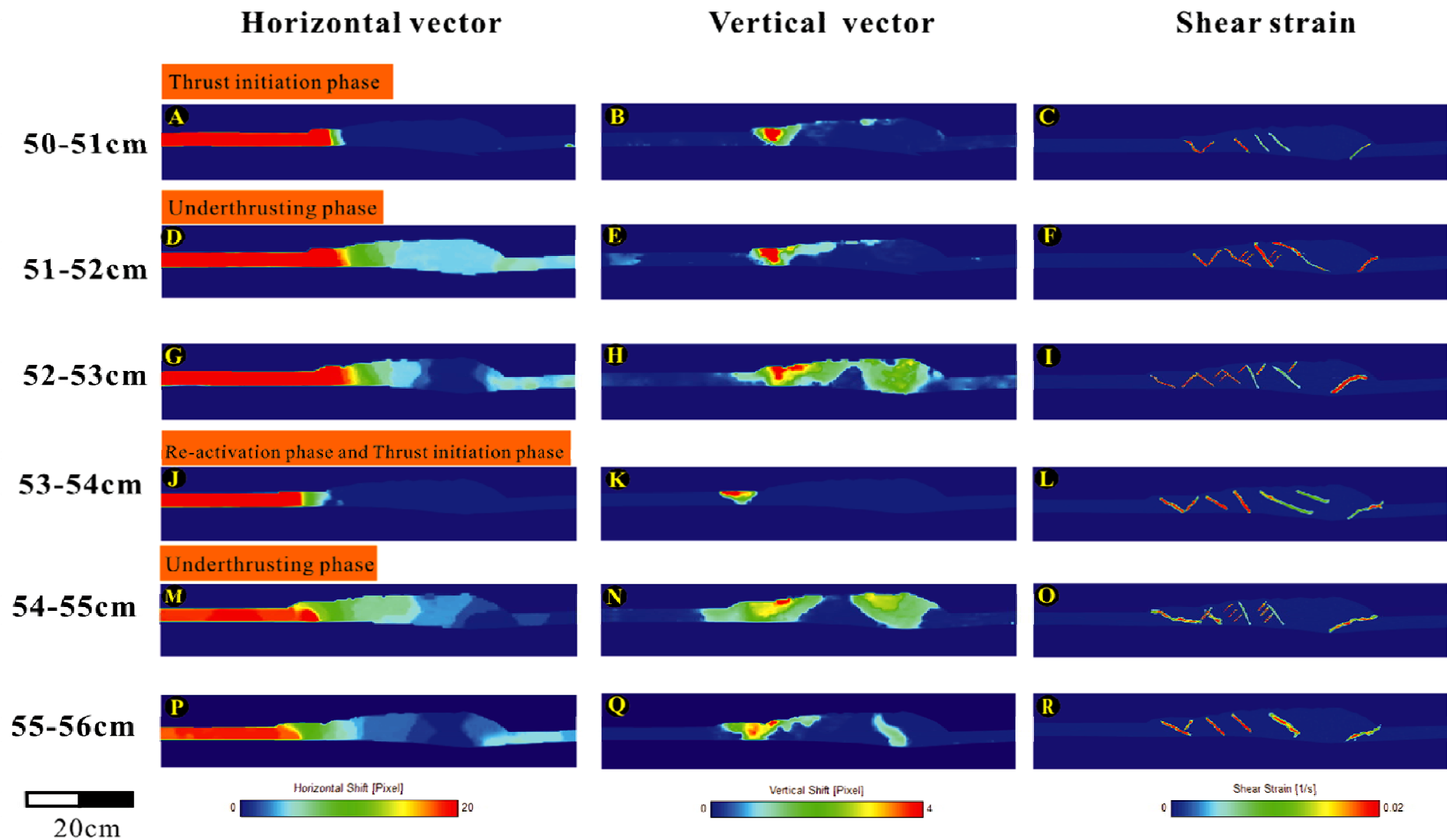


圖 5.6 PIV 分析低摩擦力實驗的前緣增積。

5.2.3 底部高摩擦力侵蝕實驗 PIV 分析結果

由 PIV 軟體分析得到三個量化的結果(圖 5.7)，本實驗結果取聚合長度為 61 到 67 公分，底部底拖帶為高摩擦，本實驗發生表面侵蝕作用，觀察對於增積楔形體其抬升量及內部前緣斷層剪應變量的影響。

從 PIV 水平分量中，在第一個逆衝斷層初始發展階段時，應力集中於前緣並呈現應變增強階段。隨著聚合作用，應力持續累積過了降伏點後，應變狀態逐漸減弱，水平分量分布於增積楔形體前緣中。底部高摩擦力造成明顯的俯衝作用，當聚合作用使得增積楔形體的表面坡度時達道坡度的臨界值，發生表面侵蝕作用，造成更程度的俯衝作用，從水平分量可看到向量分布在整個增積楔形體的前緣到軸部及背側都有更明顯的水平分量(圖 5.7D、圖 5.7G)。從垂直分量結果顯示，高摩擦力會使底部的俯衝作用程度增加，前緣的垂直抬升量比沒發生侵蝕的實驗來的大(圖 5.7H、圖 5.7M)。

剪應變量分布，由於高摩擦實驗俯衝作用程度高，可能會促發前緣逆衝斷層再次活動情形，從剪應變量分析結果觀察到前緣的斷層會發生更明顯的脫序活動，造成在軸部背衝斷層以及老的前緣逆衝斷層可以觀察到較大的剪應變量(圖 5.7I、圖 5.7O、圖 5.7R)。

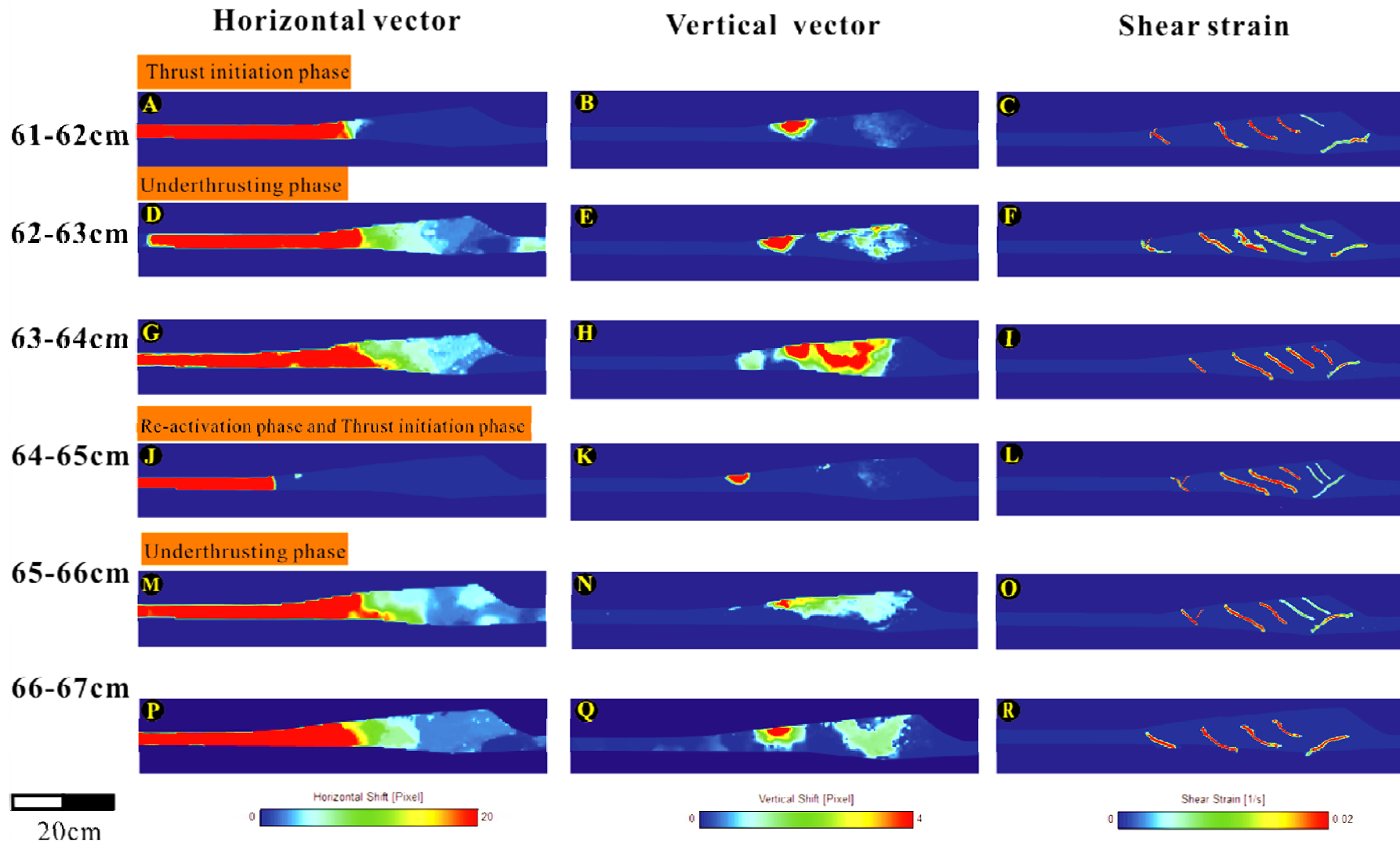


圖 5.7 PIV 分析高摩擦力表面侵蝕實驗的前緣增積。

5.2.4 底部低摩擦力侵蝕實驗 PIV 分析結果

由 PIV 軟體分析得到三個量化的結果(圖 5.8)，本實驗結果取自聚合長度為 70 到 76 公分，底拖帶為低摩擦力及實驗中加入了表面侵蝕作用，在底部為低摩擦力時，分析增積楔形體受到侵蝕作用對於增積楔形體的抬升量以及內部前緣斷層剪應變量的影響。

低摩擦力實驗中，斷層生長機制以滑脫作用取代俯衝作用，對於前緣部分的垂直抬升量並沒有向上抬升的情形(圖 5.8N)，集中於前緣的垂直抬升量最大者為上盤接近表面的隆起構造(圖 5.8H)。

剪應變量分布方面，觀察低摩擦力一開始產生一對共軛的前緣斷層有較大的剪應變量(圖 5.8C)。由於底部低摩擦力造成斷層的生長機制為滑脫作用，在前緣可視為有許多不連續點發展出小背衝斷層，從剪應變的結果觀察到前緣增積循環時，有較大的剪應變量重新的脫序移動(圖 5.8I、圖 5.8O、圖 5.8L、圖 5.8R)。當實驗達到臨界的表面坡度時，表面侵蝕作用可能會造成前緣原先存在斷層及背側的斷層，在前緣增積循環時，有大的剪應變量(圖 5.8I、圖 5.8O、圖 5.8R)。

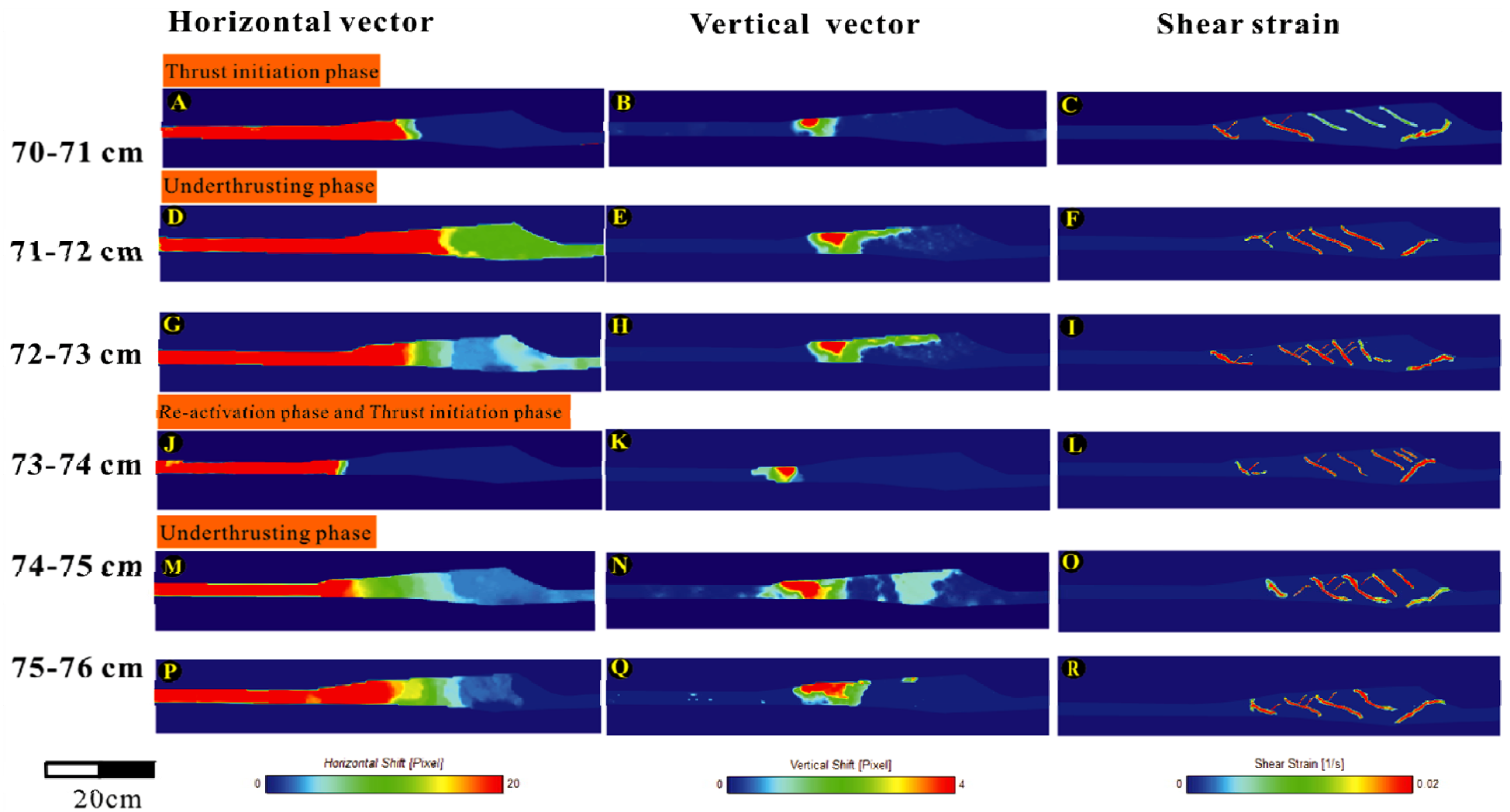


圖 5.8 PIV 分析低摩擦力表面侵蝕實驗的前緣增積。

表 5.3 彙整四個實驗中增積楔形體的前緣增積循環 PIV 的結果，並說明各個階段的應變狀態造成不同的水平、垂直剪應變的情形，分別敘述如下：

表 5.3 雙向增積楔形體 PIV 分析結果。

實驗名稱	特徵差異
5.1 高摩擦力	高摩擦力造成強烈的俯衝作用，從垂直分量顯示出前緣的側向抬升高。
5.2 低摩擦力	低摩擦力造成俯衝作用程度低，從垂直分量顯示出前緣的側向抬升低。
5.3 高摩擦力侵蝕 實驗	實驗聚合達到臨界錐形角度，開始受到侵蝕作用影響，底部發生強烈俯衝作用，從垂直分量顯示出前緣側向抬升量增加，以及俯衝作用會促發斷層有明顯的脫序活動。
5.4 低摩擦力侵蝕 實驗	受到侵蝕作用影響，底部低摩擦力的滑脫作用減弱，俯衝作用增加，從垂直分量顯示出前緣側向抬升量增加，以及俯衝作用會促發前緣斷層及一系列背衝斷層有明顯的脫序活動。

5.3 弧前基磐隱沒作用

根據前人 Malavieille and Trullenque (2009)提出來的模型，他認為台灣東南部的菲律賓海板塊前緣存在著弧前基磐隱沒至呂宋島弧之下，形成一個海洋到大陸的隱沒及初期碰撞作用。

5.3.1 至 5.3.4 四個實驗中，利用照片拍攝觀察運動學各個階段的變形，實驗中利用底拖帶模擬海洋板塊，美耐板模擬自然界中的菲律賓海板塊的弧前盆地，右側後阻體則是模擬呂宋島弧，步進馬達速率每分鐘拉動底拖帶 3cm，在板塊聚合時期，於增積楔形體的後方均勻灑上石英砂，模擬弧前盆地中，同構造時期盆地(Syntectonic basin)的沉積作用，灑上石英砂的位置為增積楔形體後方背衝作用以及剛性的後阻體之間，為現今南台灣所觀察的弧前盆地，在這個實驗中，增積楔形體的前緣增積系統也可以觀察到與前面實驗相同的結果。

以下實驗模擬運動分成兩個階段，第一個階段聚合約 40 公分之前美耐板與剛性後阻體相連，增積楔形體發展從第一個速度不連續點(V.D₁) (圖 4.5)開始發展出雙邊伸向增積楔形體，以及藉著前緣斷層、小背衝斷層，一系列的反向斷層(antithetic)開始側向發展，這個階段單純只有增積楔形體的前緣發展，對照到自然環境為南台灣非碰撞區域屬於隱沒帶。

第二個階段，當增積楔形體發展達到平衡階段時，開始抽動重疊於剛性後阻體下方的美耐板，抽動速度為每分鐘三公分，與步進馬達速率一致。此時增積楔形體成長會較為緩慢甚至停止，在第二個階段中主要的變形區域為弧前基磐與後阻體之間，可以發現受到弧前基磐隱沒作用造成第二個速度不連續點(V.D₂) (圖 4.5)，且開始產生一個主要背衝斷層沿著後阻體發展，以及一系列低傾角逆衝斷層相反於後阻體方向發展(圖 5.9.1 H、圖 5.10.1H、圖 5.11.1 I、圖 5.12.1 J)，形成一個新的山脊(ridge)，當新的山脊達到臨界坡度時，開始向前藉由逆衝斷層在增積楔形體後方生長。隨著持續收縮，在弧前盆地中的構造會發展形成新的向斜型(synformal)的造山帶盆地(orogenic basin)，這個新的造山帶盆地存在於弧前盆地

以及增積楔形體後方之間，新的造山帶盆地形成是由於受到聚合作用以及同時沉積作用所形成，當第二個階段後期，美耐板完全抽離後阻體後，此時增積楔形體底部的基底滑脫面再次沿著前緣開始產生新的前緣斷層，使增積楔形體重新側向發展。根據表格 5.2 提供不同參數，來進行各項實驗的模擬以及比較

表 5.4 實驗參數設定一覽表。

	實驗 5.3.1	實驗 5.3.2	實驗 5.3.3	實驗 5.3.4
砂紙摩擦力	低	低	高	高
表面侵蝕作用	無	有	無	有
後阻體坡度	15 度	15 度	15 度	15 度
美耐板拉動速度	3cm/min	3cm/min	3cm/min	3cm/min
步進馬達速度	3cm/min	3cm/min	3cm/min	3cm/min



5.3.1 低度摩擦力實驗

實驗聚合約40公分之前，主要的運動演化於前緣發展出雙向的增積楔形體，底部低摩擦力的砂紙，造成前緣的逆衝斷層生長方式以為基底滑脫面的機制，斷層幾何特徵為滑脫現象伴隨一系列背衝斷層。

當弧前基磐發生隱沒作用時，在後阻體間會發展出一個新的雙向造山楔形體，弧前盆地內部產生一系列低傾角的前緣斷層，在弧前盆地間持續有同構造的沉積作用，隨著弧前盆地的隱沒持續收縮與持續的沉積作用，會產生一個新的造山盆地，其幾何形狀受到聚合作用形成向下拖曳構造(drag down)(圖 5.9K)。兩個增積楔形體受到弧前基磐隱沒作用的相互影響，軸部部分可以看到背衝斷層伴隨著背衝褶皺的發育(圖 5.9N)，但可能受到底部摩擦力較低，造成底部俯衝作用程度較低，因此在兩個增積楔形體的軸部的地層並沒有明顯翻轉。





圖 5.9 低度摩擦力實驗模擬弧前基磐隱沒系統。

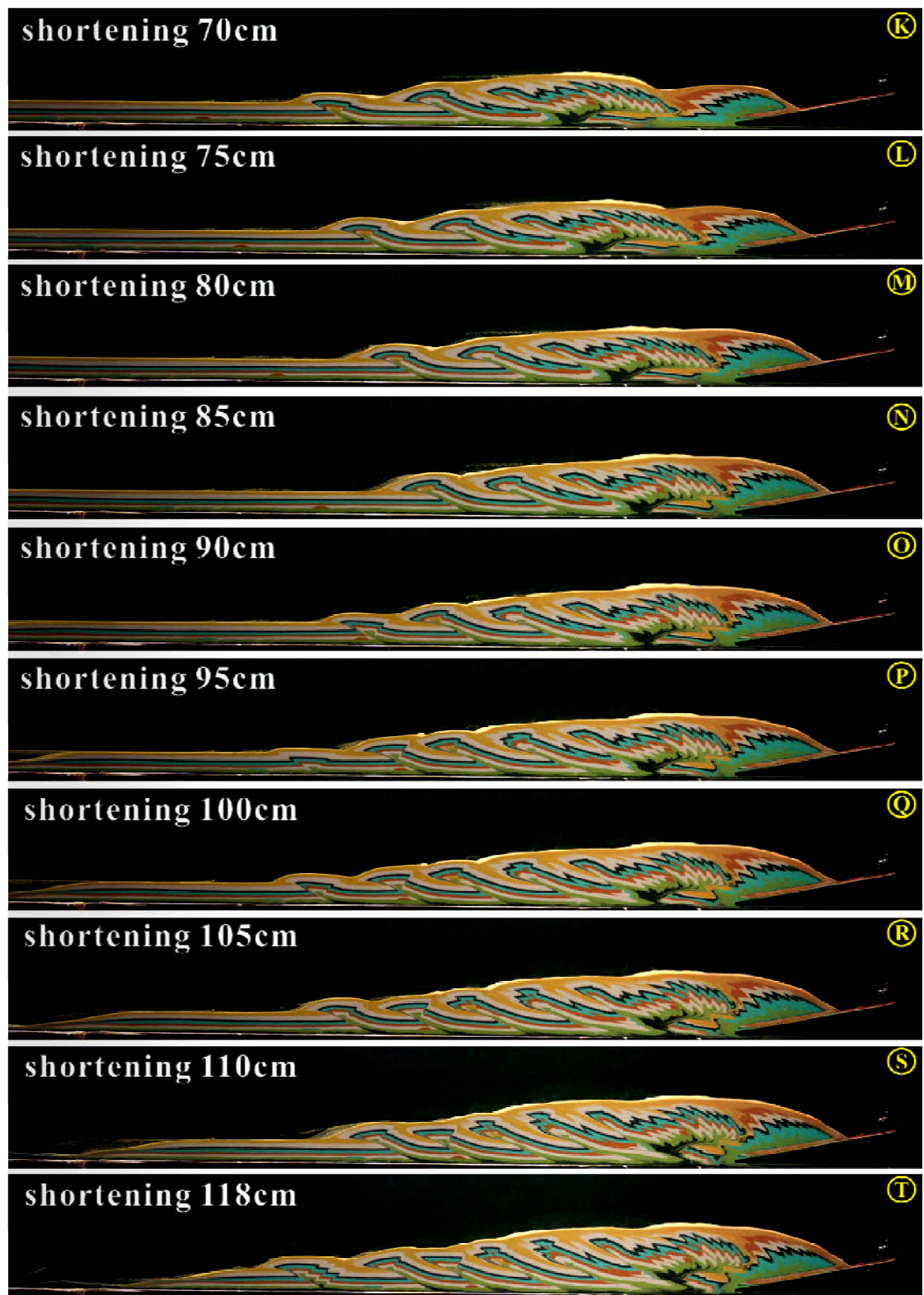


圖 5.9 (續) 低度摩擦力實驗模擬弧前基磐隱沒系統。

5.3.2 低度摩擦力侵蝕實驗

實驗聚合約40公分之前，主要的運動演化於前緣發展出雙向的增積楔形體，底部低摩擦力的砂紙，造成前緣的逆衝斷層生長方式為基底滑脫面的機制，斷層幾何特徵為滑脫現象伴隨一系列背衝斷層。

當弧前基磐發生隱沒作用時，在後阻體間會發展出一個新的雙向造山楔形體，弧前盆地內部產生一系列低傾角的前緣斷層，在弧前盆地間持續有同構造的沉積作用，隨著弧前盆地的隱沒持續收縮與持續的沉積作用，會產生一個新的造山盆地，其幾何形狀受到聚合作用形成向下拖曳構造(drag down)，其幾何形狀較寬(圖 5.10K)。實驗聚合約 50 公分時，達到雙向增積楔形體的臨界表面坡度，開始從兩側固定角度發生表面侵蝕作用，侵蝕作用造成前緣的斷層生長以俯衝作用代替滑脫作用，造成斷層的傾角較陡(圖 5.10J)，隨著持續聚合作用兩個增積楔形體受到弧前基磐隱沒作用的相互影響，軸部可以看到背衝斷層伴隨著背衝褶皺的發育(圖 5.9N)，可以看到地層受到斷層的影響機制，而從實驗結果可以觀察到地層翻轉現象。

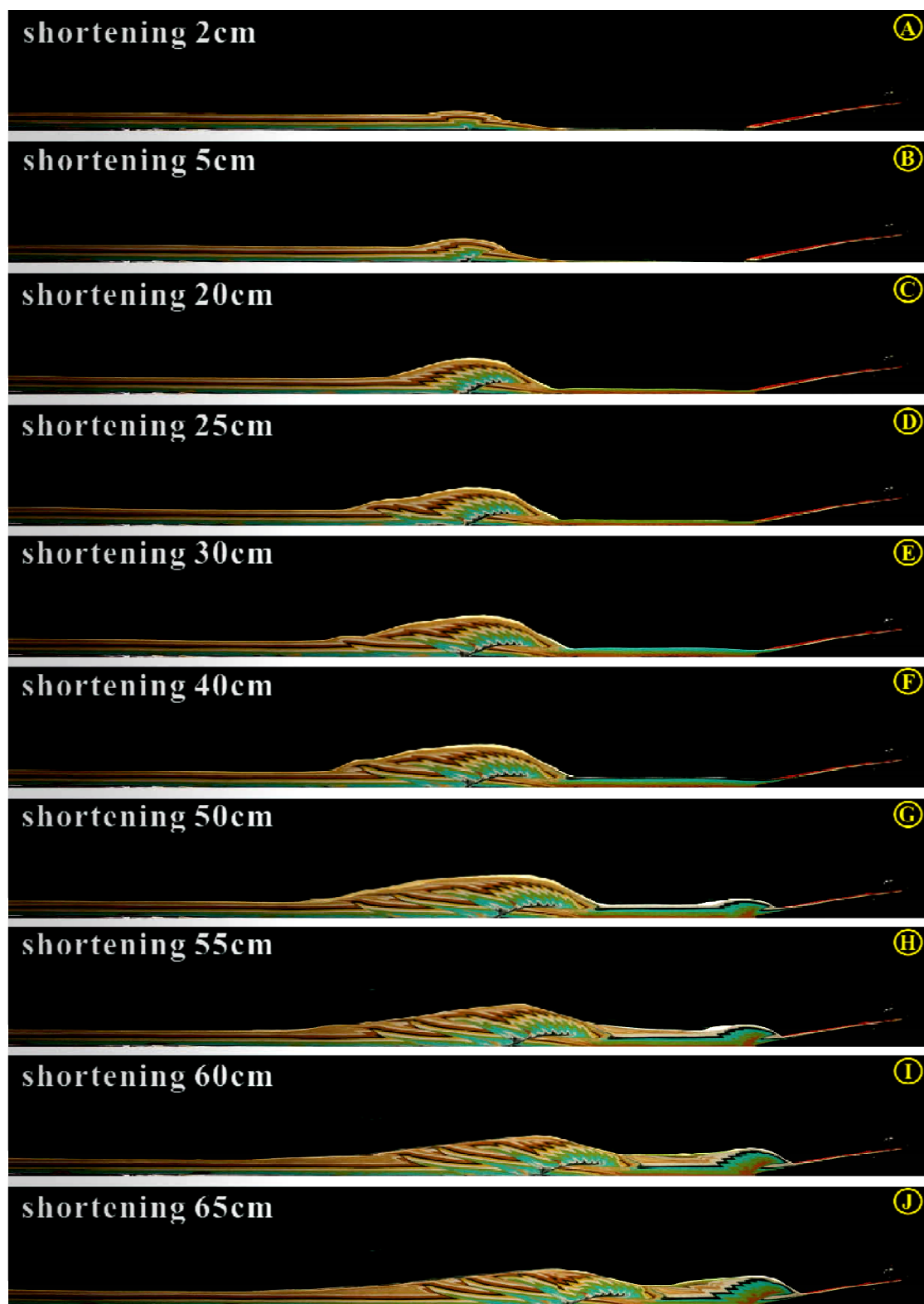


圖 5.10 低度摩擦力侵蝕實驗模擬弧前基磐隱沒系統。

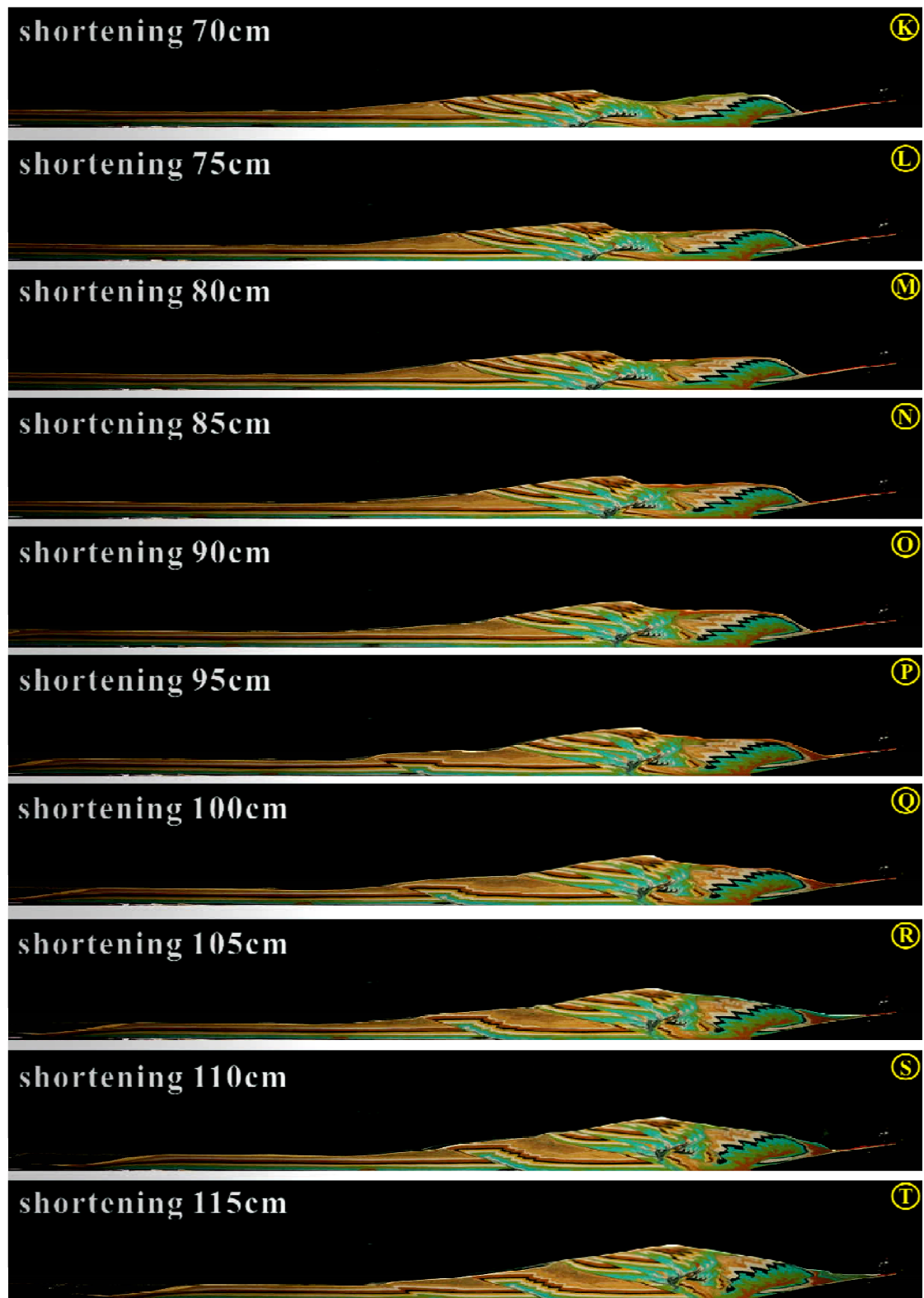


圖 5.10 (續) 低度摩擦力侵蝕實驗模擬弧前基磐隱沒系統。

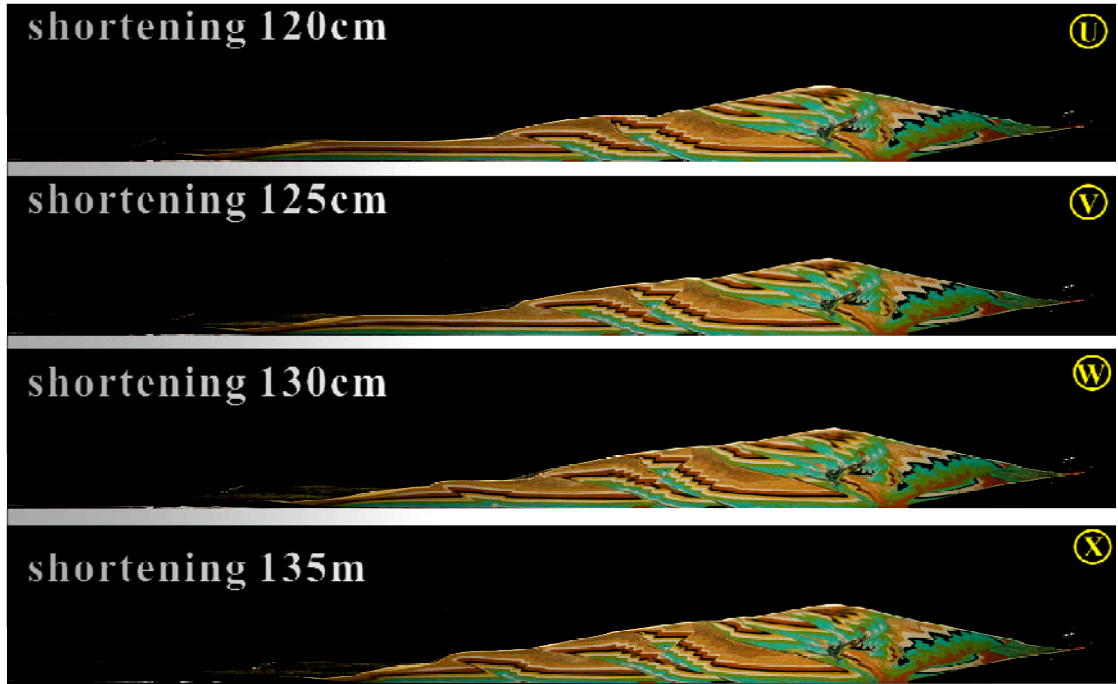


圖 5.10 (續) 低度摩擦力侵蝕實驗模擬弧前基磐隱沒系統。

5.3.3 高度摩擦力實驗

實驗聚合約40公分之前，主要的運動演化於前緣發展出雙向的增積楔形體，底部高摩擦力的砂紙，造成前緣的逆衝斷層生長方式為深部俯衝作用機制，前緣的斷層幾何特徵為覆疊構造(圖 5.11)。

當弧前基磐發生隱沒作用時，在後阻體間會發展出一個新的雙向造山楔形體，弧前盆地內部產生一系列低傾角的前緣斷層，在弧前盆地間持續有同構造的沉積作用，隨著弧前盆地的隱沒持續收縮與持續的沉積作用，會產生一個新的造山盆地，其幾何形狀受到聚合作用形成向下拖曳構造(drag down)，其幾何形狀為不整合於增積楔形體的背側(圖 5.11K)。隨著持續聚合作用兩個增積楔形體受到弧前基磐隱沒作用的相互影響，軸部可以看到背衝斷層伴隨著背衝褶皺的發育(圖 5.11S)，可以看到地層受到這些背衝斷層的影響，而從實驗結果可以觀察地層有強烈的翻轉現象。



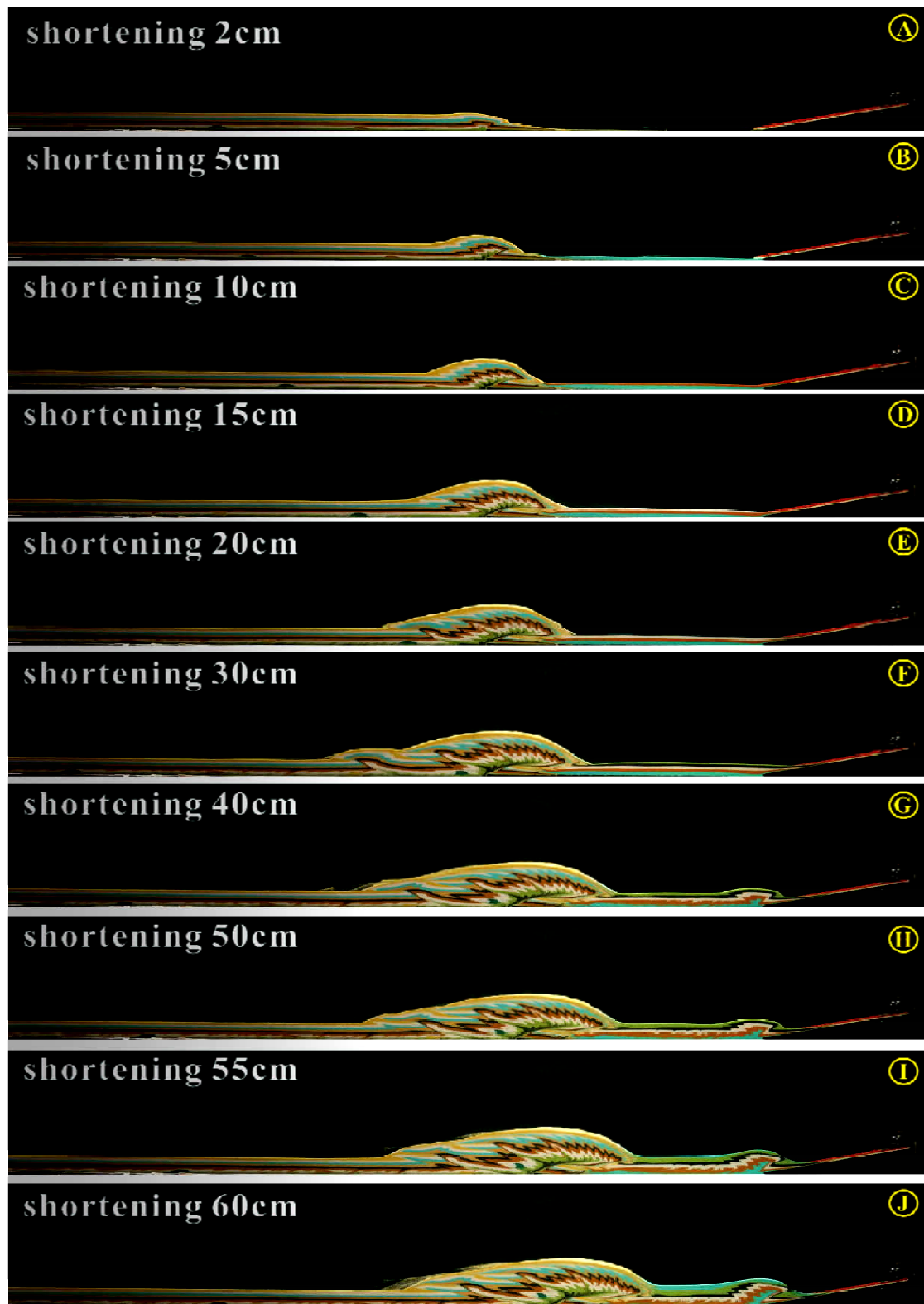


圖 5.11 高度摩擦力實驗模擬弧前基磐隱沒系統。



圖 5.11 (續) 高度摩擦力實驗模擬弧前基磐隱沒系統。

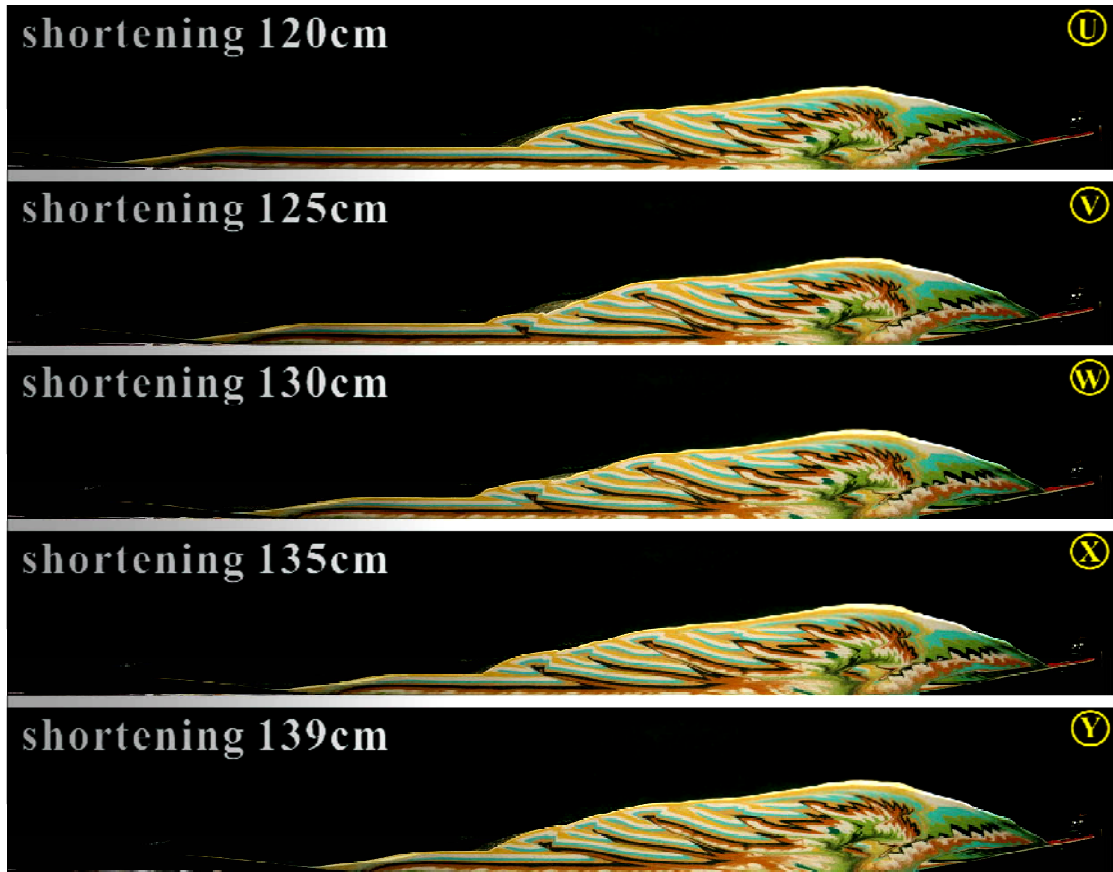


圖 5.11 (續) 高度摩擦力實驗模擬弧前基磐隱沒系統。

5.3.4 高度摩擦力侵蝕實驗

實驗聚合約40公分之前，主要的運動演化於前緣發展出雙向的增積楔形體，底部高摩擦力的砂紙，造成前緣的逆衝斷層生長方式為深部俯衝作用機制，前緣的斷層幾何特徵為覆疊構造。

當弧前基磐發生隱沒作用時，在後阻體間會發展出一個新的雙向造山楔形體，弧前盆地內部產生一系列低傾角的前緣斷層，在弧前盆地間持續有同構造的沉積作用，隨著弧前盆地的隱沒持續收縮與持續的沉積作用，會產生一個新的造山盆地，其幾何形狀受到聚合作用形成向下拖曳構造(drag down) (圖 5.12P)。實驗聚合約 50 公分時，達到雙向增積楔形體的臨界錐形表面坡度，開始從兩側固定角度發生表面侵蝕作用，侵蝕作用造成俯衝作用程度增加，相對與沒侵蝕實驗相比，斷層的傾角較陡(圖 5.10J)。隨著持續聚合作用兩個增積楔形體受到弧前基磐隱沒作用的相互影響，軸部可以看到背衝斷層伴隨著背衝褶皺的發育(圖 5.12S)，可以看到地層受到這些背衝斷層影響，而從實驗結果可以觀察地層有強烈的翻轉現象(圖 5.12X)。



圖 5.12 高度摩擦力侵蝕實驗模擬弧前基磐隱沒系統。



圖 5.12 (續) 高度摩擦力侵蝕實驗模擬弧前基磐隱沒系統。

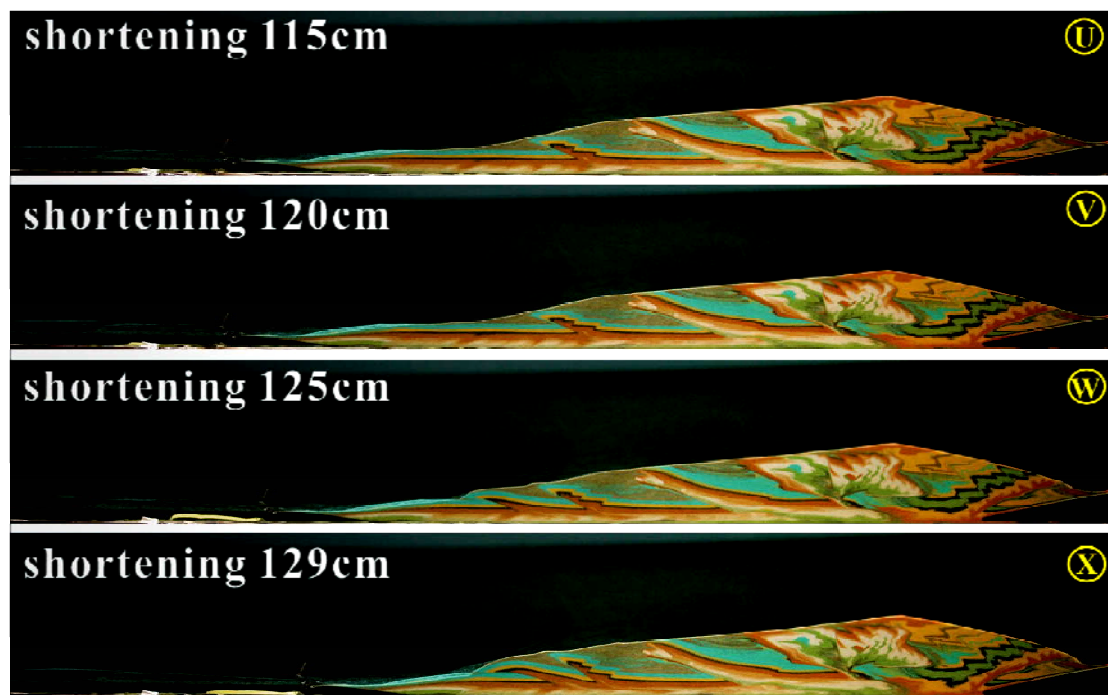


圖 5.12 (續) 高度摩擦力侵蝕實驗模擬弧前基磐隱沒系統。

5.4 現今野外觀察及砂箱細部模擬結果

台灣東部的花東地區，豐濱鄉到卑南鄉都可觀察到零星出露的利吉混同層(mélange)，東成公路-入江橋附近的露頭，可以發現混同層出露(圖 5.13)。混同層為一個不均勻的混雜岩層，由泥質填充物夾雜許多的外來岩塊所組成，其內部的填充物，因受到滑落擠壓而呈現混亂無序的狀態，具有複雜的剪動，可由外來的岩塊具有斷層擦痕以及倒轉的現象說明。另外關於混同層中存在了一些海溝堆積物，而這些海溝堆積物中存在蛇綠岩系(ophiolite)物質，蛇綠岩系物質是典型海洋板塊的物質被刮上陸地所形成。

台灣東南部台東太麻里的太麻里溪南側的露頭(圖 5.14)，發現露頭中的沉積構造指示這些地層曾受過應力產生倒轉(overturned)現象。以上這些野外露頭觀察到的地質現象，本研究藉由砂箱模擬，說明目前這些的地質現象可能的形成機制及成因，是否與前一節討論的弧前基磐隱沒作用對於台灣初期造山帶的弧陸碰撞有直接的關係，藉由兩個增積楔形體間的背衝斷層伴隨背衝褶皺來影響地層翻轉以及混同層出露的機制。





圖 5.13 台東卑南鄉泥質利吉混同層夾雜超基性外來岩塊。



圖 5.14 台東太麻里溪南側露頭-倒轉向斜軸部。

本實驗模擬時期早於前一節模擬弧前基磐隱沒作用的實驗，本實驗結果單純探討受到斷層影響，地層發生倒轉的機制。實驗儀器中基座傾斜角度為 6 度，主要依據 Suppe(1981)提出台灣的滑脫面傾角(β)為 6 度。在前緣先鋪置一個增積楔形體(pro-wedge)，本實驗目的希望符合自然界板塊隱沒時，呈現水平情形。實驗中，底部砂紙為高摩擦，在距底部上方 3mm 處鋪上 2mm 厚的實心玻璃珠(粒徑 #100)，模擬存在地層中滑脫面，右側的美耐板上方黏上礫石，用來模擬現實中比重大的菲律賓海板塊。

實驗在第一個階段，從速度不連續點地方開始產生一組共軛的斷層，形成隆起構造，隨著持續的聚合作用，可以看到開始產生側向發展，接著深部俯衝作用使得底部物質沿著玻璃珠產生的基底滑脫面向下俯衝，從實驗中可以看到地層受到玻璃珠滑動的影響，產生一系列沿著玻璃珠發展的小型前緣逆衝斷層(圖 5.15H)。當增積楔形體達到臨界表面坡度時，增積楔形體以固定角度發生表面侵蝕作用，受到侵蝕作用影響，前緣的斷層幾何形式呈現覆疊狀逆衝斷層幾何形式，在增積楔形體的背側受到大量侵蝕作用影響，對應到台灣東南部為季風迎風面雨量豐沛，加上地勢較陡，因此背側的侵蝕量較大，受到大量侵蝕作用，加速最底部的物質逐漸隨著背衝斷層傳遞出露至地表(圖 5.16A)，砂箱中以綠色石英砂鋪至底層代表存在於深海底部的物質，藉由這些出露的物質混合從增積楔形體背側所侵蝕下來的物質混和形成今日所觀察到的混同層。

關於增積楔形體背側的地層翻轉，從圖 5.16B 中區域放大示意圖中得知，原先沉積層序黑色在下，紅色沉積物於黑色沉積物之上，受到背衝斷層作用的影響，造成增積楔形體背側的層序倒轉，圖中的層序由黑色沉積物堆疊於紅色層上，此實驗結果只探討可能造成倒轉的簡單機制，從先前實驗 5.3 更說明造山帶可能需經過二次碰撞造成兩個增積楔形體相互影響，並伴隨著背衝斷層及背衝褶皺影響，才可能造成整個造山帶中的地層翻轉。

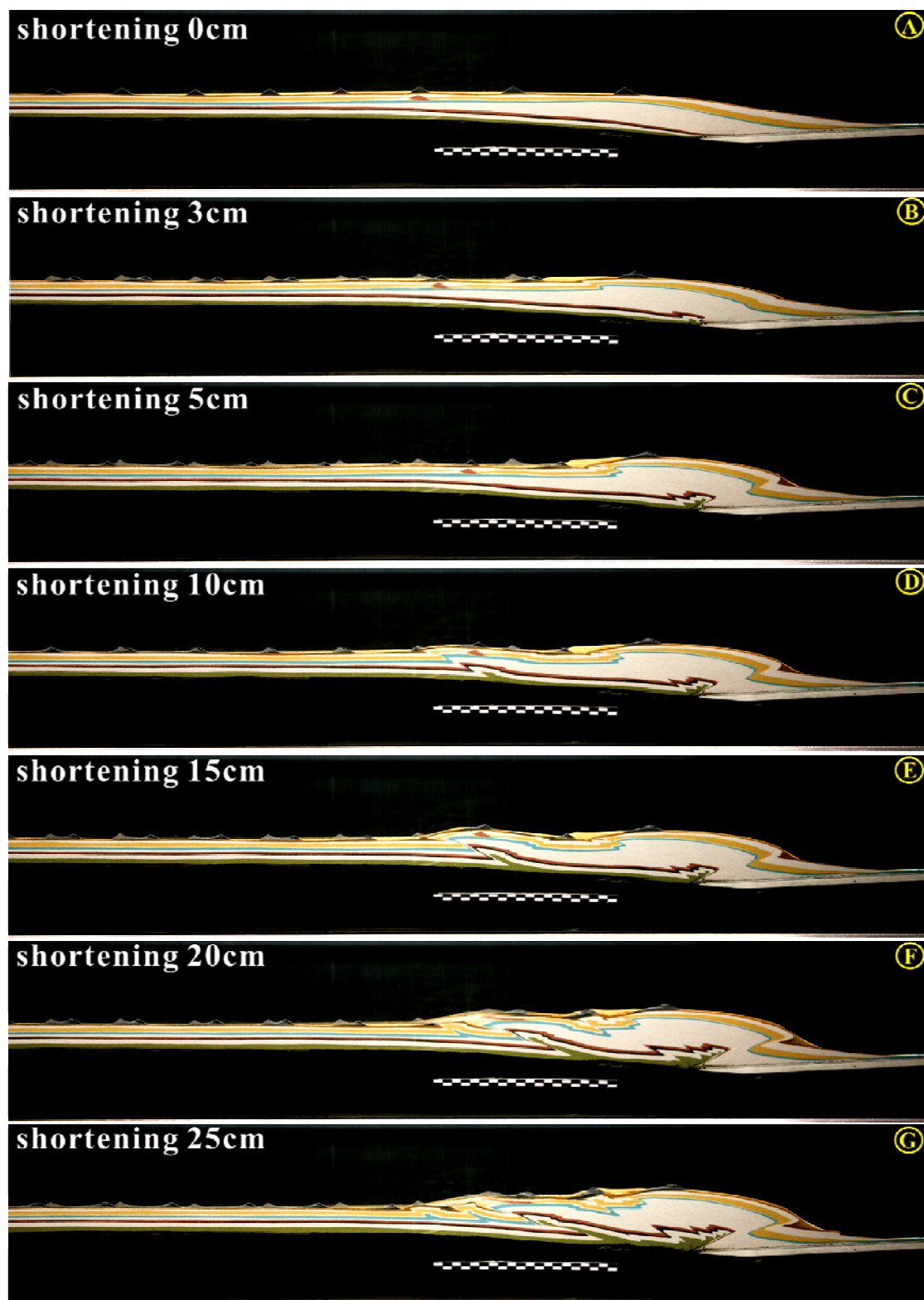


圖 5.15 台灣東南部區域構造模擬。

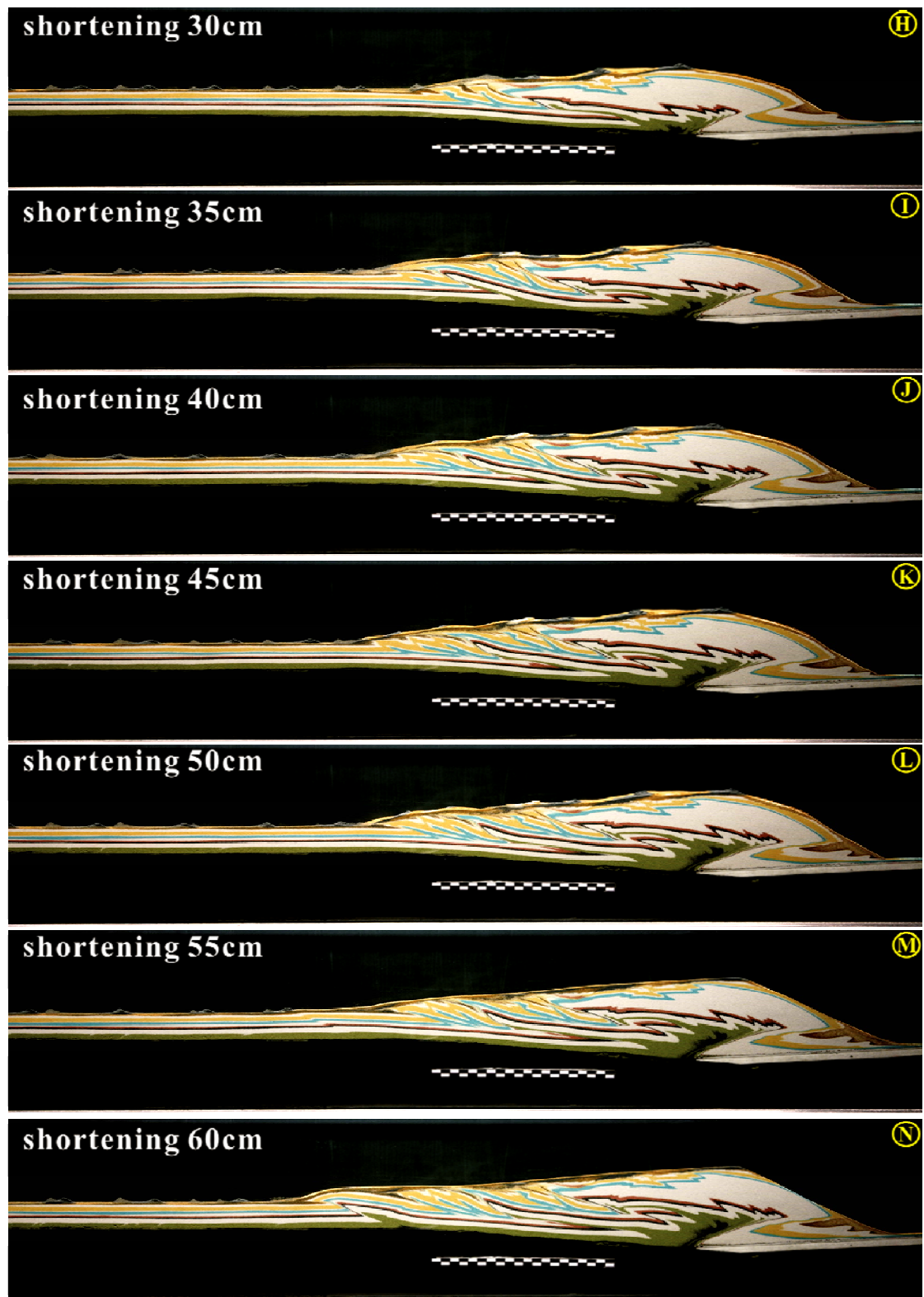


圖 5.15 (續) 台灣東南部區域構造模擬。

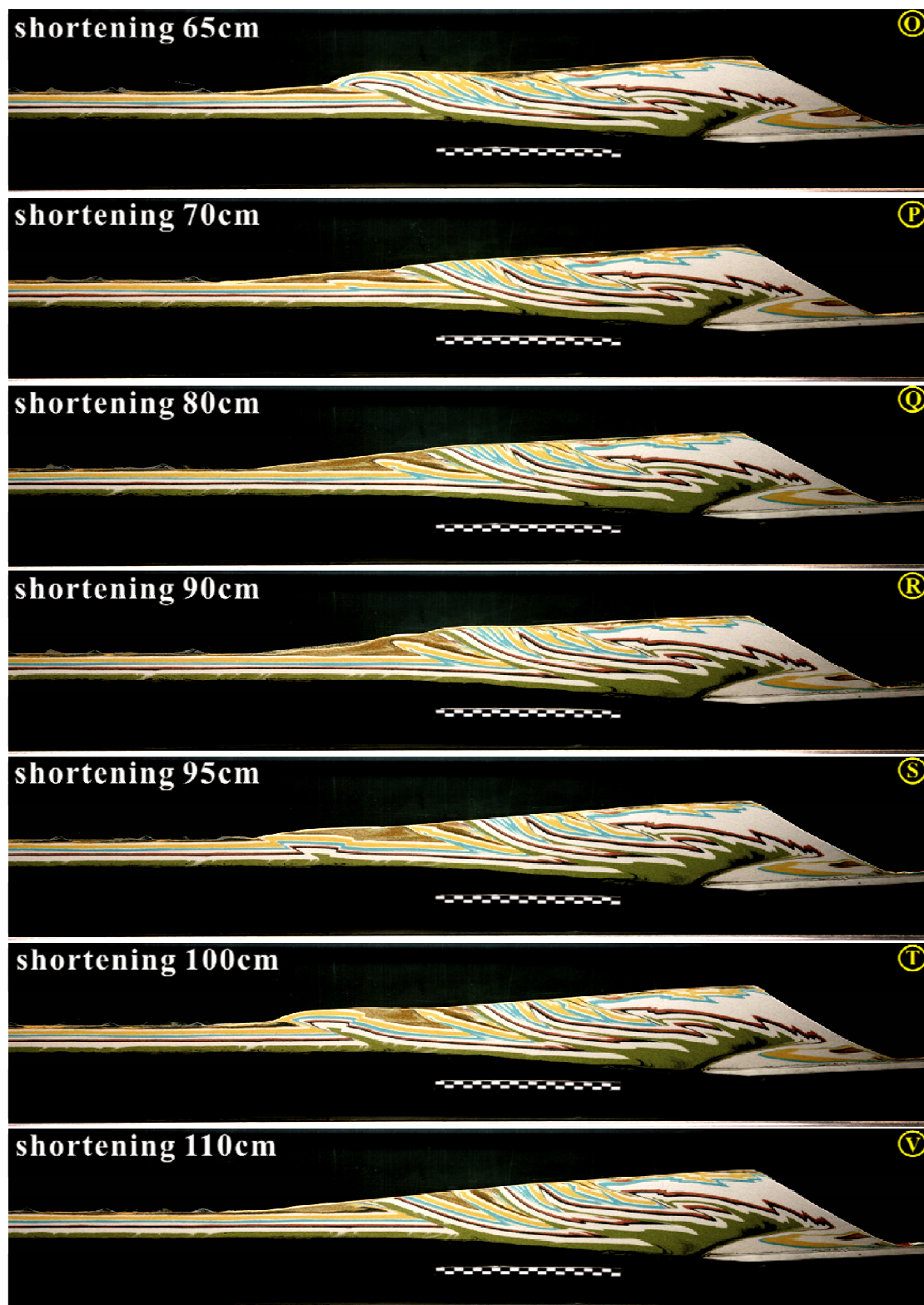


圖 5.15 (續) 台灣東南部區域構造模擬。

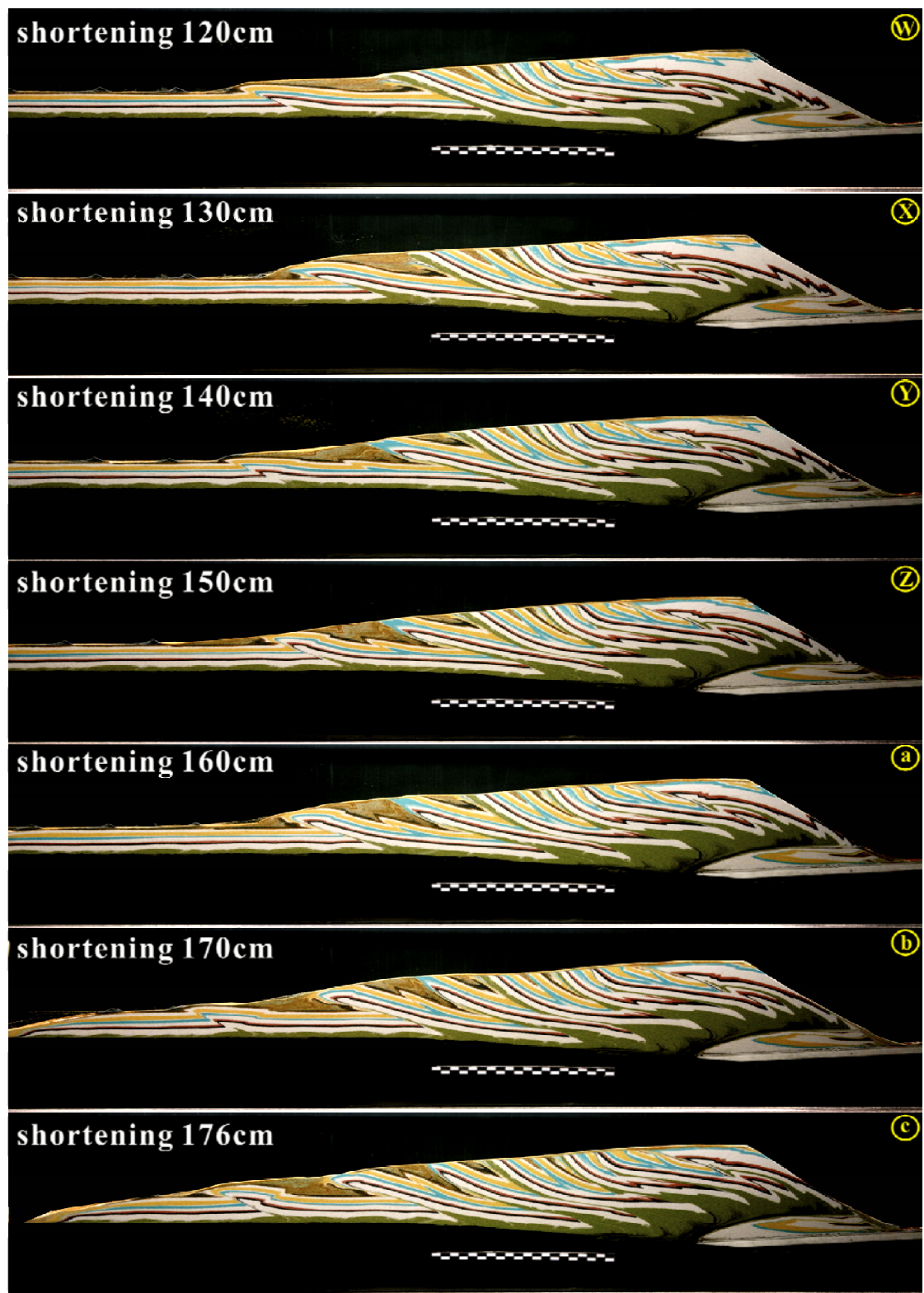


圖 5.15 (續) 台灣東南部區域構造模擬。

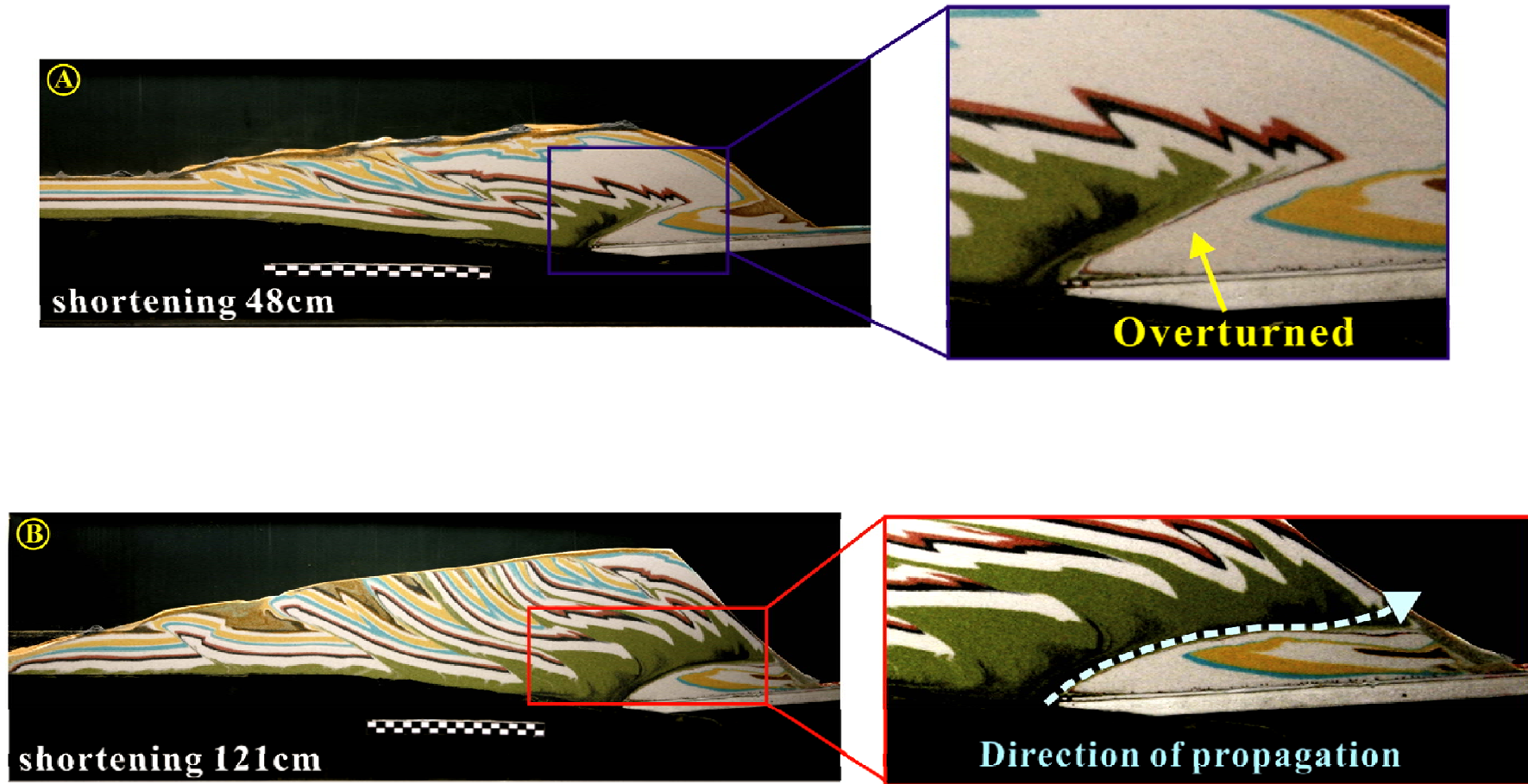


圖 5.16 台灣東部實驗模擬結果放大示意圖。 A.倒轉地層形成機制-區域放大圖；B.深部海洋物質藉由背衝斷層的背衝作用出露地表。

第六章 討論

6.1 前緣增積循環幾何特徵

根據實驗結果 5.1.1 至 5.1.4 的實驗模擬，關於增積楔形體的前緣增積循環可以利用幾何構造分為初始逆衝斷層階段、深部俯衝階段、再活化階段。第一個階段中，起初增積楔形體發展的開端，從板塊交界的速度不連續點，發展出幾何上對稱的倒三角形隆起構造(圖 5.1A、圖 5.2A、圖 5.3A、圖 5.4A)，此隆起構造為增積楔形體地勢最高的地方，受到一組共軛的前緣逆衝斷層及背衝斷層控制發育而成。第一階段中後期，受到一系列的前緣斷層生長，增積楔形體中隆起構造的幾何形狀轉變為不對稱向軸部後方堆疊。

隆起構造受到聚合作用，至整個增積楔形體抬升堆疊達平衡時，第二個階段藉由基底滑脫面(basal décollement)造成增積楔形體開始往側向發展，砂體沿著斷層面開始向下侵入增積楔形體的底部，造成地層上盤沿著滑脫面向上逆衝形成一組斷坪、斷坡構造(flat-ramp)，背斜幾何形狀呈現箱型的構造(flat-topped box anticline)(圖 5.1C)。最後一個階段接續一次前緣傳遞，產生一個新的前緣逆衝斷層，再次發展出一組新共軛斷層形成的一個新倒三角形的隆起構造，整個前緣增積循環回到第一個階段。

台灣西南部地區位於碰撞帶與馬尼拉海溝隱沒帶間，造成板塊持續收縮，加上西邊北港高地的阻擋，及高屏地區多條橫移斷層發展，造成有些構造單位向西南逃脫作用(圖 6.1)。根據前人利用砂箱模擬提出此區域關於逃脫的結果(Lu and Malavieille, 1994; Lu *et al.*, 1998)，從本研究中模擬增積楔形體實驗中，放置前緣的塑膠罐於實驗的前緣中，可以對應到位於台灣西部的基磐，當前緣開始發展時，受到阻擋而產生基底斷層將地層拱起褶皺。

Lee *et al.* (2004)研究霧峰車籠埔斷層露頭發現前緣受到阻擋，會造成斷層破裂帶中的斷塊以強烈褶皺方式，形成拱起的拖曳褶皺(圖 6.2)。Chu *et al.* (2010)研究湖口斷層露頭，觀察到的斷層破裂帶以強烈褶皺方式呈現，斷層帶間由數條

S型菱形斷塊組成，各個斷塊受到逆衝作用平行排列形成覆疊形式堆疊。斷塊間產生剪切及拖曳褶皺，從砂箱模擬結果得知是前緣受到基磐的阻擋，造成拱起的拖曳褶皺，從實驗模擬結果對應到現實西部前緣的環境，說明在台灣西部前緣可能存在了基磐阻擋，而形成從露頭上觀察到的拖曳拱起構造。

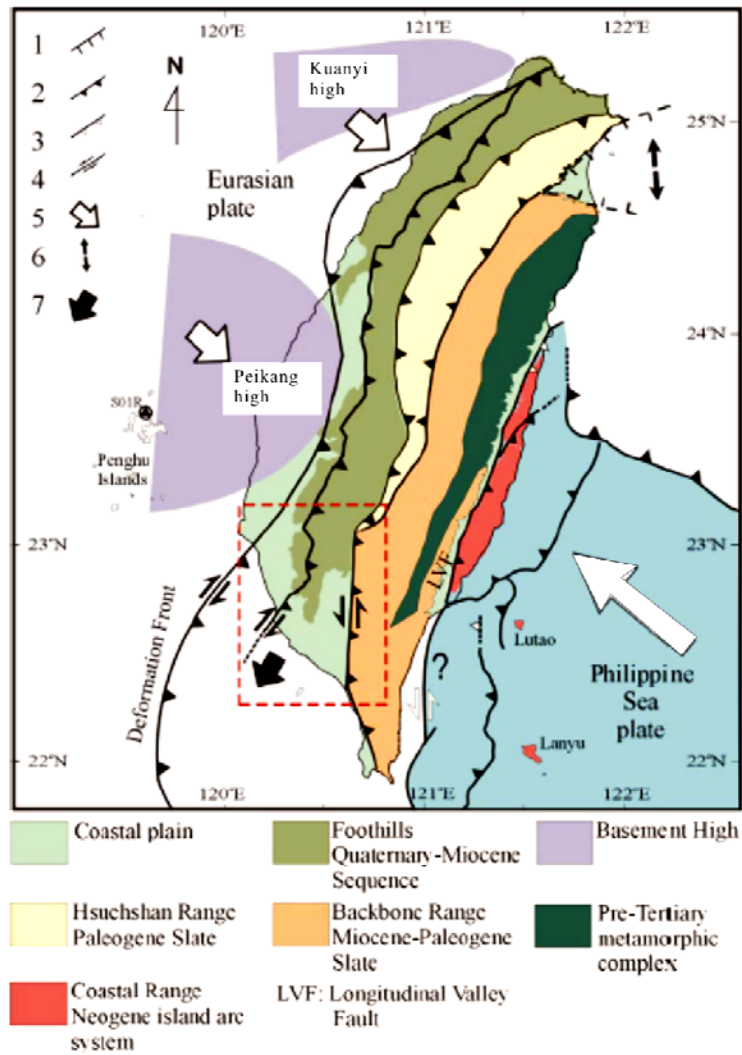


圖 6.1 台灣地體構造圖。黑色箭頭為構造逃脫作用。(摘自 Teng, 1990)。

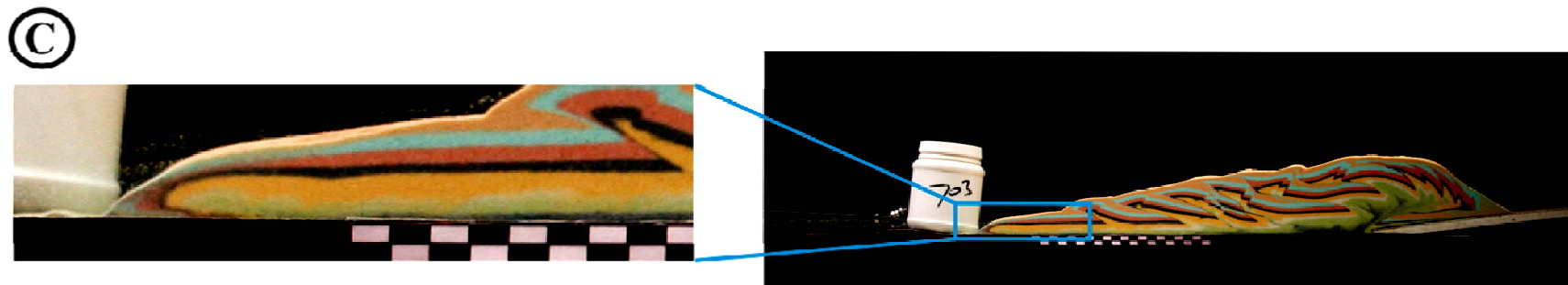
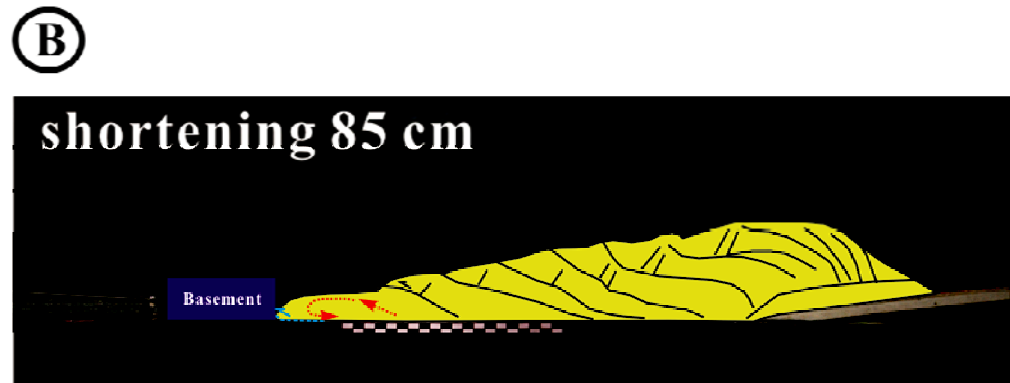
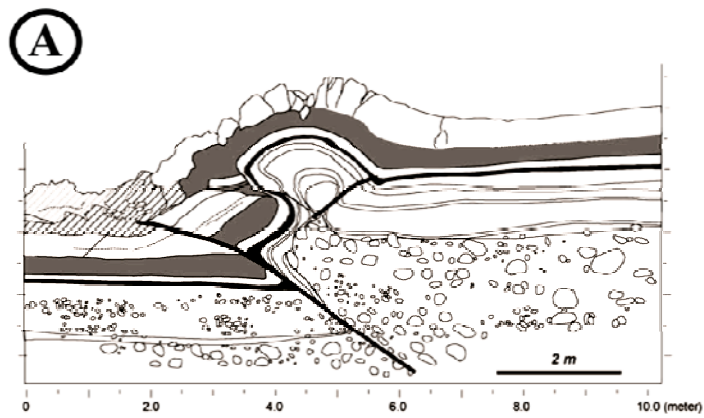


圖 6.2 前緣斷層與基磐觸碰形成的幾何特徵。A. Lee *et al.* (2004)研究霧峰車籠埔斷層露頭觀察到前緣的拖曳褶皺示意圖；
B.素描本研究模擬構造結果；C.本研究砂箱模擬台灣西部存在基磐造成前緣發展形成拱起折彎的拖曳褶皺。

6.2 前緣增積循環應力分布特徵

首先利用下圖 6.3 說明岩石與實驗材料石英砂受到應力時的應變情況。在一開始兩種物質受到剪應力作用時，隨著剪應力增加，一開始呈現彈性變形，而隨著應力持續累積，此時的應力狀態轉換成應變增強，應力持續的累積而產生剪應變，當應力持續累積到極限時，開始產生初期降伏點(incipient failure)，且應力開始下降而應變達到穩定狀態，隨著應力減低，而應變持續增加達到穩定變化，達到物質穩定強度，這個應力狀態定義為應變減弱。從這兩者實驗比較圖可以發現石英砂受應力及應變狀態可以在短時間達到塑性變形變化與自然原岩類似的變形行為，因此適合用來模擬構造的演化。(Jaeger and Cook, 1969; Lohrmann *et al.*, 2003)

在整個增積楔形體循環中，由於一開始在第一個階段中(圖 6.4A、圖 6.4E)，PIV 的水平向量主要集中於變形前緣的前端，此時應變受到應力持續累積，經過彈性變形還未達到降伏點階段，造成水平向量在前緣累積，因此藉由 PIV 水平向量中可以發現整個向右移動的水平向量集中於前緣，此階段將應變狀態定義為應變增強階段。

前緣增積循環的第二個階段深部俯衝階段，藉由應力累積到臨界值，此時物質達到降伏強度，此時前緣增積系統中產生側向的基底滑脫面，造成斷層下盤的物質向下深部俯衝至增積楔形體，而應力狀態受到臨界狀態後逐漸釋放，從 PIV 分析結果水平向量呈現應變軟化階段(圖 6.4C、圖 6.4G)，造成整個增積楔形體的水平向量分散，不如第一個階段集中，因此在第二階段應力狀態呈現為應變減弱階段。

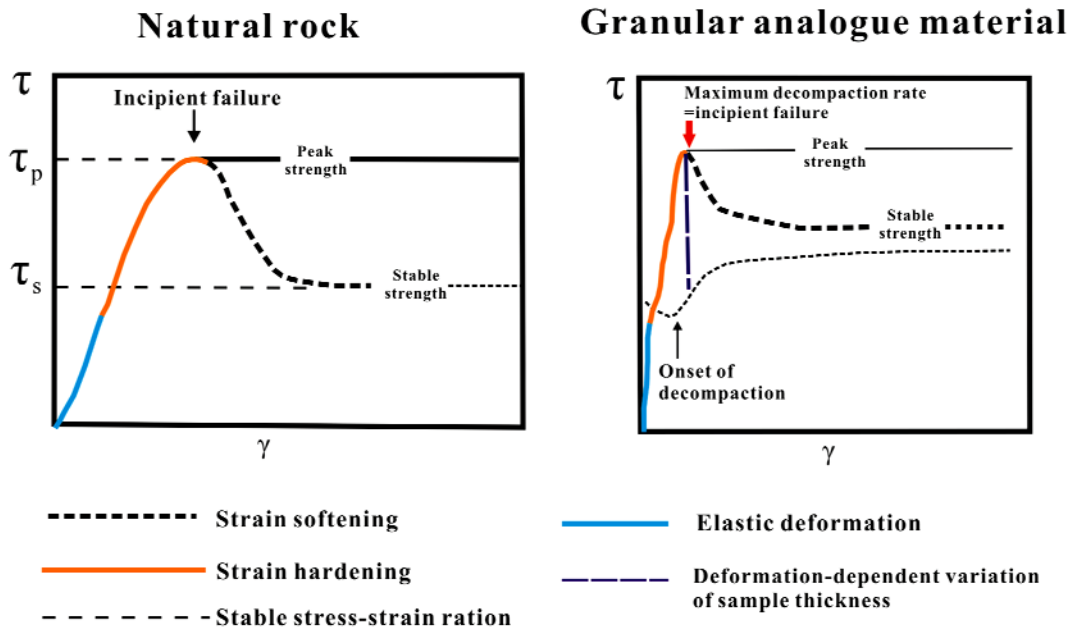


圖 6.3 自然原岩及石英砂應力應變關係圖。(Lohrmann *et al.*, 2003)。

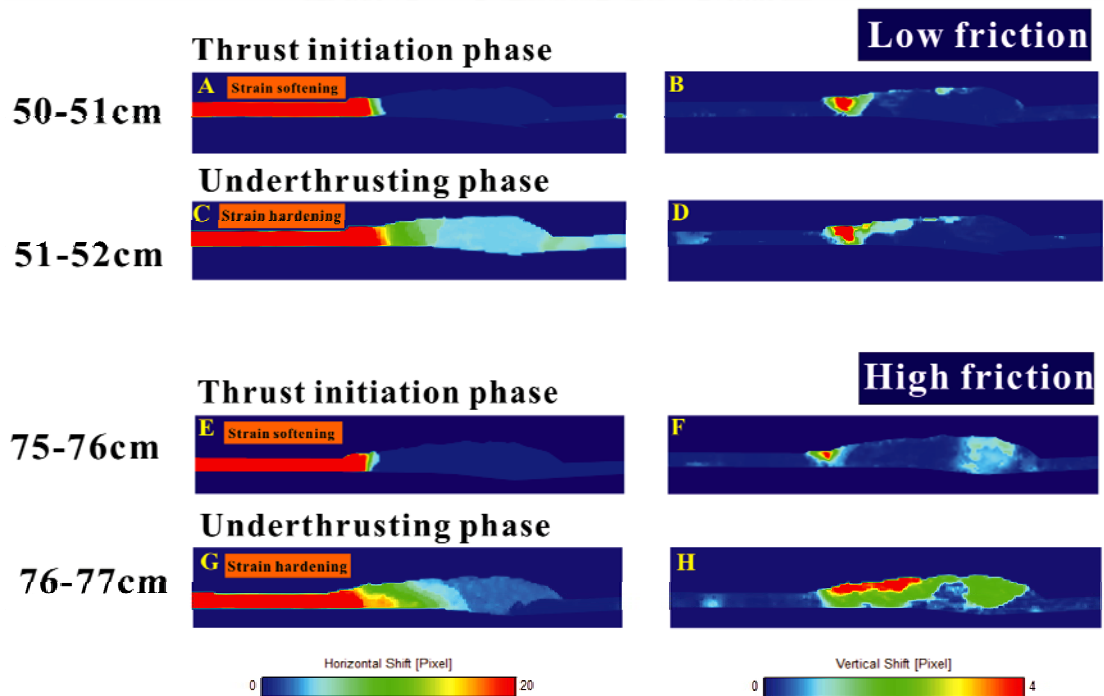


圖 6.4 PIV 分析不同摩擦力實驗，前緣增積系統中兩個階段的應力狀態。

6.3 底部摩擦參數影響討論

從雙向增積楔形體底部摩擦力探討前緣增積循環斷層生長機制，受到摩擦力影響，當底部底拖帶摩擦係數低時，底部俯衝作用不易發生，斷層生長以基底滑脫面機制產生出的斷層幾何為滑脫現象，下盤深部的物質不易被帶入增積楔形體內部，加上前緣滑脫作用產生速度不連續點造成前緣也有背衝斷層漸次發育；當底部底拖帶摩擦係數高時，前緣斷層生長以深部俯衝作用機制，使得前緣斷層下盤深部物質與高摩擦砂紙互鎖於增積楔形體內部，前緣斷層幾何構造呈現覆疊式的現象，少有背衝斷層發育，僅初期伴隨逆衝斷層發育一組共軛斷層於前緣隆起區域 (圖 6.5a)。圖中粒子移動軌跡是根據實驗中在第一層 0.5cm 以及 2.5cm 的位置，在不同時期的聚合階段進行紀錄，最終連成線由軌跡移動能夠指示增積楔形體背側的侵蝕作用越大，底部物質實驗中從增積楔形體前緣到傳遞至背側物質而出露比沒侵蝕的實驗多。

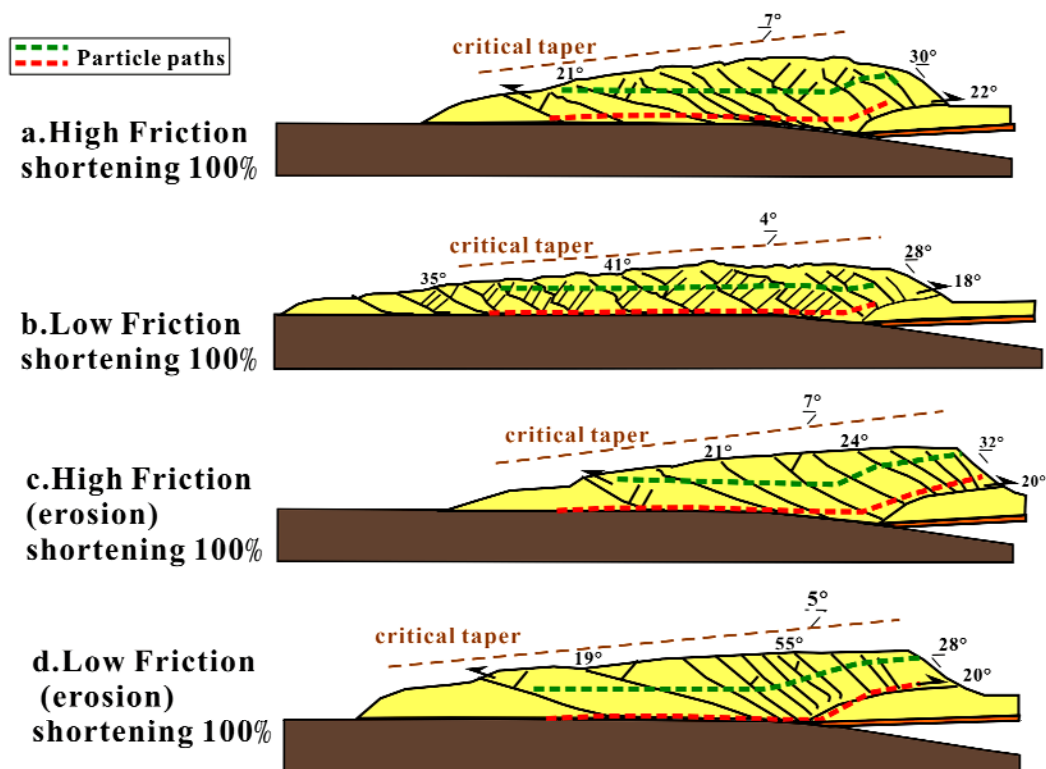


圖 6.5 素描實驗 5.1.1-5.1.4 斷層幾何及粒徑軌跡 (particle paths)。

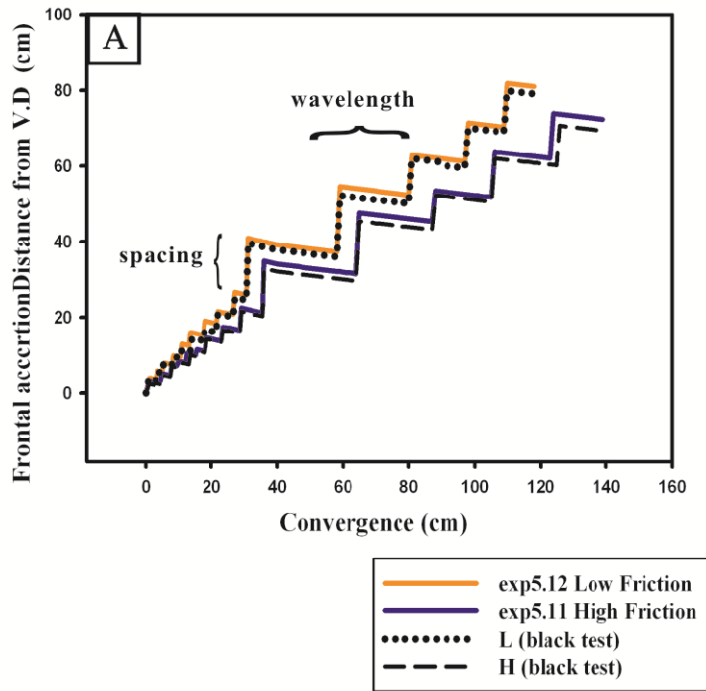
6.4 前緣斷層生長週期

統計雙向增積楔形體四個實驗 5.1.1-5.1.4 的斷層數量，將統計結果將實驗分成有表面侵蝕及無表面侵蝕兩類，其中 5.1.1 與 5.1.2 實驗無表面侵蝕作用，5.1.3 與 5.1.4 實驗為有表面侵蝕作用，實驗中並加入空白實驗(black test)。從實驗中觀察到有一個垂直的間距發生就代表前緣有發育新的逆衝斷層。實驗中當聚合達到 50 公分達到臨界表面坡度時開始發生表面的侵蝕作用，圖 6.6A 代表實驗無表面侵蝕作用、圖 6.6B 代表實驗有進行表面侵蝕作用。兩張圖 X 軸為實驗的聚合長度，Y 軸為前緣斷層與速度不連續點的距離，從統計結果中可以發現當有前緣斷層產生時前緣斷層，與速度不連續點的水平距離就會增加，因此在圖 6.6A 與圖 6.6B 中，當 Y 軸有一個垂直抬升時，即表示有新的前緣斷層產生。從圖 6.6A 的實驗結果發現，當底部摩擦力較低時，發生俯衝作用較不明顯，以基底滑脫面方式存在，因此可以看到最後的實驗結果中，低摩擦力的實驗所產生的水平距離比高摩擦力實驗來的長。

當實驗模擬中加入侵蝕作用，從統計的結果中發現當實驗中加入表面侵蝕作用時，顯示前緣斷層生長週期變長(圖 6.6B)，由於新的前緣斷層產生時，可能需要更多物質進入增積楔形體並累積更多的應力，才能使增積楔形體達到臨界狀態造成俯衝作用，才會產生新的前緣斷層，因此與速度不連續點的水平距離增大。

從以上討論中，可以得知摩擦力除了會影響斷層的幾何發展外，也會造成聚合長度的差異，而斷層週期會受到表面的侵蝕作用影響。因此從統計結果中也可以觀察到，當實驗沒有受到表面的侵蝕作用，斷層生長週期相對於高摩擦實驗短，當實驗受到表面侵蝕作用時，斷層的週期以及斷層間距明顯變長，而斷層的數目也隨著斷層生長週期變長而減少，而侵蝕作用會造成俯衝作用增強，增積楔形體的聚合長度比沒發生侵蝕作用實驗長。

No erosion



Erosion

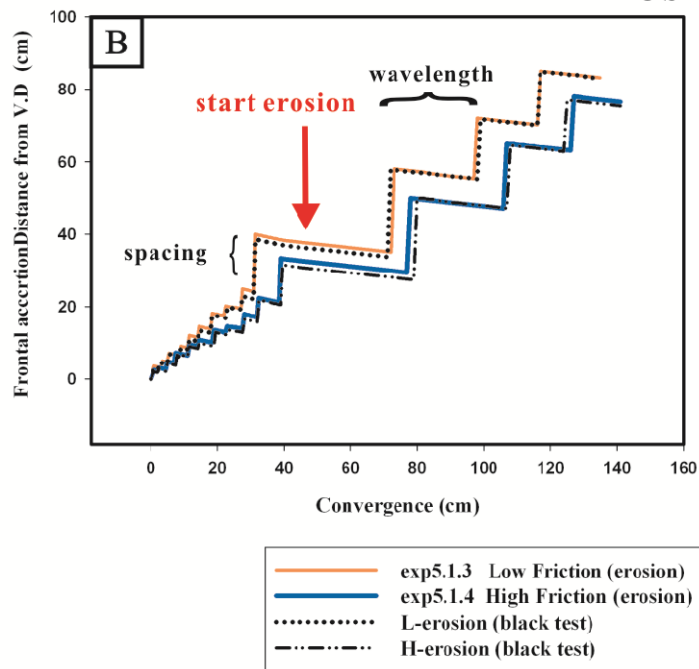


圖 6.6 底部摩擦力影響前緣斷層生長間距及生長週期。實驗中加入相同條件空白實驗，圖 A 為實驗中未加入表面侵蝕作用，圖 B 為實驗中加入表面侵蝕作用。

6.5 侵蝕作用影響斷層脫序活動

利用 PIV 分析前緣增積系統的四個雙向增積楔形體的實驗 5.1.1-5.1.4，將實驗中連續影像進行剪應變(shear strain)分析，從圖 6.7 中可說明實驗中發生了表面侵蝕作用，對於已存在的斷層是否會產生脫序行為重新滑動，圖中 X 軸為斷層生長數目有產生剪應變時記錄，Y 軸為實驗中的聚合長度。從實驗結果中可以觀察到每個階段前緣斷層都有剪應變量，而在底部摩擦力高的實驗中，由於深部俯衝作用會將底部物質與高摩擦力砂紙發生互鎖作用，而物質較容易進入增積楔形體內部，從 PIV 分析剪應變的結果中，可發現高摩擦力實驗中俯衝作用發生的階段會造成有些老的斷層重新再次活動產生脫序的行為。以及底部高或低摩擦力的實驗中發生表面侵蝕作用，這些老的斷層，受到表面侵蝕作用深部俯衝作用可能會造成早期產生的活動斷層，在後期被觸發，使這些原先存在的斷層重新活動的脫序情形，因此表面的侵蝕作用可能會影響已經不活動的斷層再次產生錯動，而使這些老的斷層有脫序而再活動的情形。

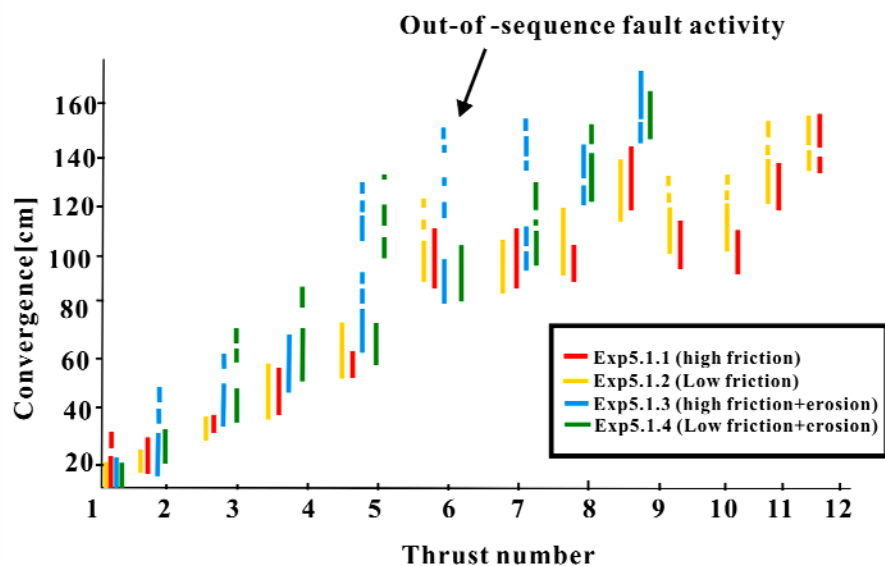


圖 6.7 底部摩擦力以及表面侵蝕的差異實驗。說明侵蝕可能會影響老的斷層重新產生脫序滑動的情形。

6.6 弧前基磐的隱沒作用

從前緣發展出的增積楔形體，當應力累積達到一定程度而增積楔形體達到臨界錐形角度時，實驗中開始抽動重疊於剛性後阻體下方的美耐板，此時弧前基磐開始發生隱沒作用，這時受到第一個速度不連續點向後移動，前緣增積楔形體成長較為緩慢，在弧前基磐的變形區域為弧前基盤與後阻體之間的弧前盆地。從四個實驗結果中都可以發現，當弧前基磐隱沒時，從第二個速度不連續點都會發展出新的造山帶增積楔形體及一系列低傾角前緣逆衝斷層切過新的造山增積楔形體(圖 6.8)。

在四個實驗受到下陷拖曳構造發育出的造山盆地可對應現今海底地形的南縱海槽(South Longitudinal Trough)(圖 6.9)，低摩擦力實驗中，所產生的造山盆地受到前緣斷層影響幾何形式呈現向斜型構造；高摩擦力的結果中，造山盆地呈現窄且不對稱的幾何形式，不整合於前緣增積楔形體右側位置。在前緣增積系統發展結果，低摩擦力造成前緣斷層生長方式為滑脫作用，造成整個的增積楔形體前緣表面坡度較緩，實際測量結果低摩擦力表面坡度為 6 度，而增積楔形體背側的表面坡度實際測量結果為 22 度；而高摩擦力的實驗中，受到俯衝作用，前緣斷層生長方式為覆疊形式的逆衝斷層，實際測量結果表面坡度為 9 度，而增積楔形體背側的表面坡度實際測量結果為 27 度。從四個實驗中在兩個增積楔形體相互影響時，所發展出背衝斷層以及背衝褶皺作用，藉由這些構造的發展可以看到在軸部地區的地層有明顯的翻轉，說明當弧前基磐開始發生隱沒作用的初期碰撞時，此時也發展出新的斷層構造，與現今所觀察到的野外證據相呼應。

由Lu and Tsu(1992)二次碰撞學說，最直接證據為中央山脈西側往南連接的墾丁混同層，及海岸山脈西側的利吉混同層，兩個混同層為兩個不同時期的增積楔形體(圖6.10)，從前人的模型也可以說明梨山斷層為中新世的斷層邊界，梨山斷層以東可以觀察到一些背衝斷層伴隨背衝褶皺的發展。前人模型結果與本研究模擬弧前基磐隱沒實驗類似，本研究在兩個增積楔形體間軸部觀察到的構造特徵

與前人的剖面結果類似，前人的實驗模擬的區域可能為台灣碰撞增強區域為更北部的地方。

本研究模擬與前人模擬的概念相同，但前人模擬階段區域更往北部到達了弧陸發生碰撞且為碰撞增強的區域，本研究的模擬階段為台灣南部初期的碰撞階段，模擬兩個增積楔形體生長後相互影響以及與島弧接觸之間影響，為剛開始碰撞初期的模擬結果。弧前基磐持續隱沒在弧前盆地產生背衝斷層，深海沉積物可能藉由斷層傳遞至地表並混和地表受到侵蝕作用的沉積物形成混同層，從四個實驗中無法直接觀察兩次混同層出露，除了可能模擬區域可能在南部階段以及前緣的表面侵蝕作用不夠強烈，因此位於深部物質無法藉由斷層傳遞至地表。另外從四個實驗中觀察，弧前盆地間兩個增積楔形體互相有影響後，受到背衝斷層以及背衝褶皺才能將地層產生明顯的翻轉現象，形成今日在太麻里地區以及台灣東南部區域野外露頭可以觀察到的地層反轉，由以上實驗結果更可以驗證台灣造山帶的構造演化活動，是需要二次碰撞才可能發育出這些斷層構造，藉由這些構造才造就現今造山運動後的結果解釋。



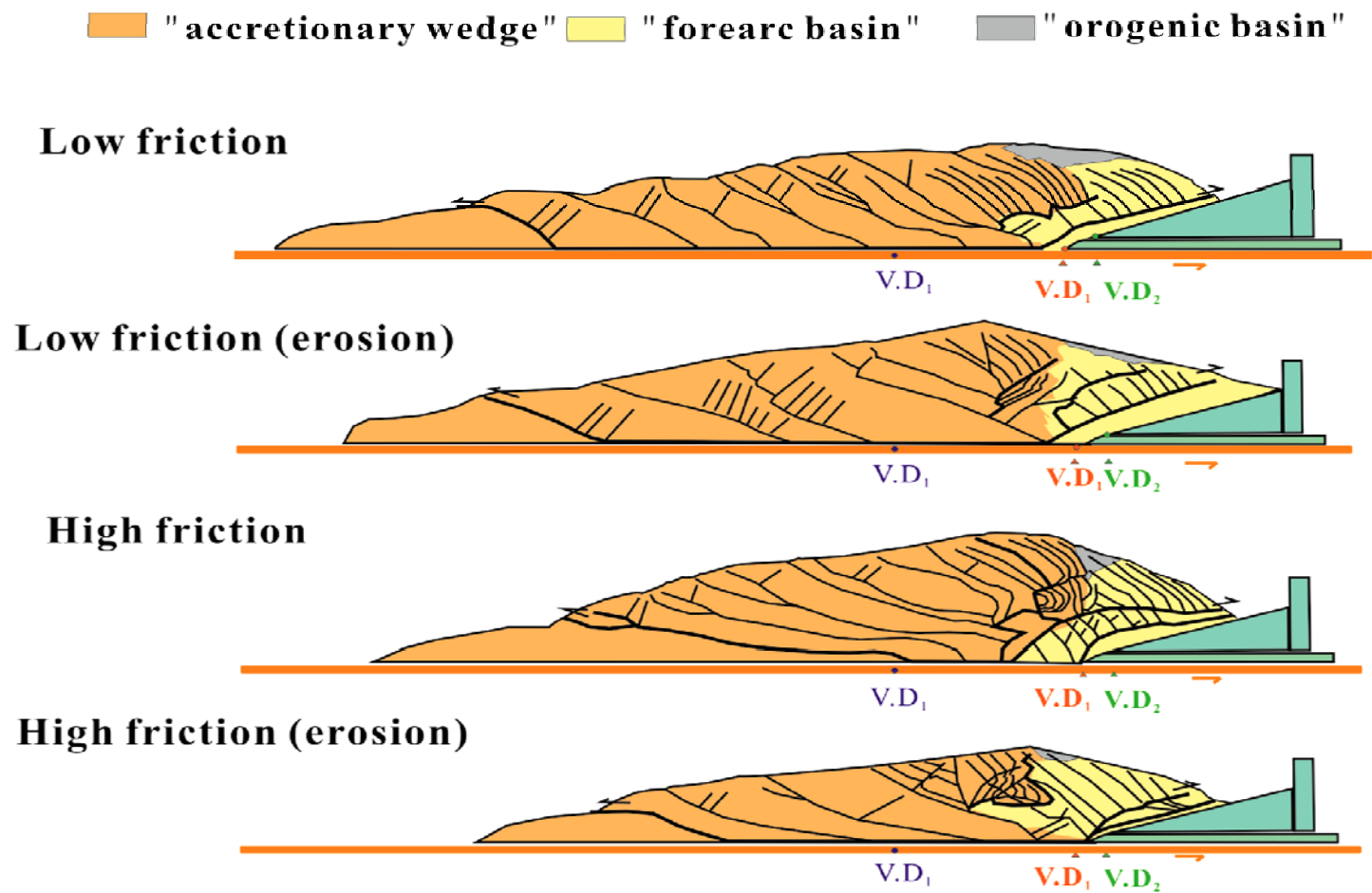


圖 6.8 不同摩擦力模擬前緣增積系統以及弧前基盤隱沒作用。

Interpretive geologic section

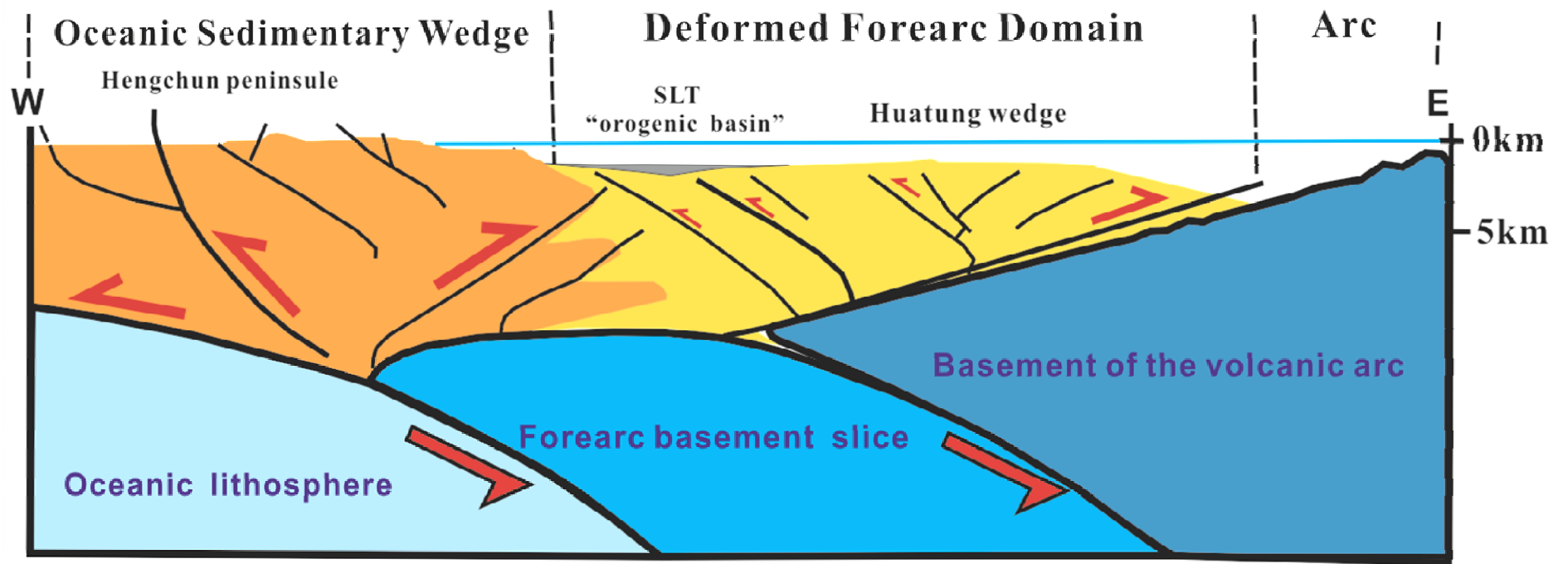


圖 6.9 解釋弧前基磐隱沒作用及地質剖面。

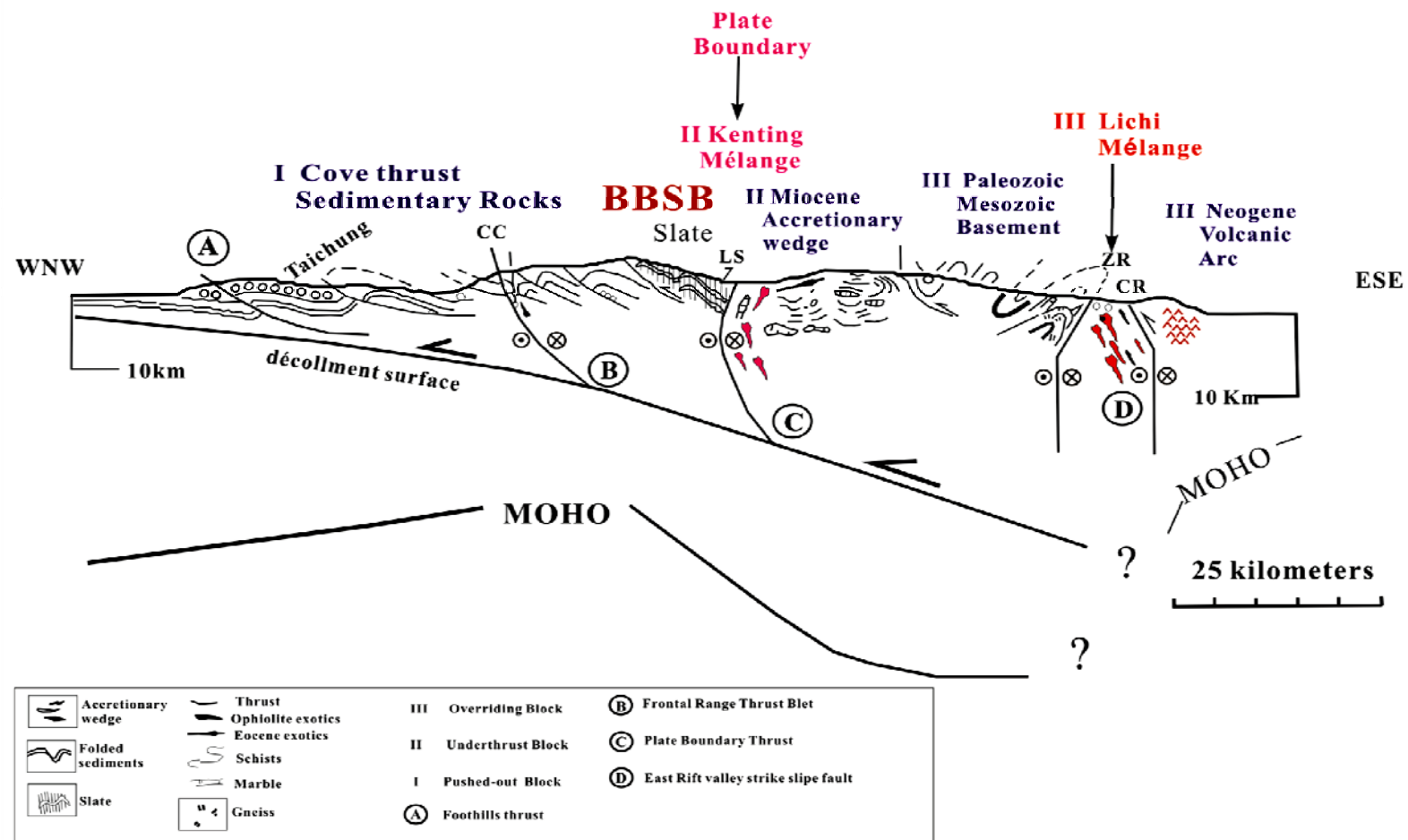


圖 6.10 Lu and Hsu(1992)提出現今二次碰撞後台灣構造剖面示意圖。

6.7 台灣造山帶相關研究發展

台灣造山帶一系列發展，最原始板塊隱沒作用發展增積楔形體，進而弧前基磐隱沒作用造成碰撞為台灣造山帶發展揭開序幕。本節透過物理模型演化結果與實際露頭比較，解釋整個造山帶構造發展機制，實驗結果結合野外結果來輔助加強本研究真實性。

Lu *et al.* (1989)研究蘇澳南方地區海岸之廬山層出露剖面，繪製出詳細地質構造路線圖(圖 6.11I)，此區域為廬山層背衝至大南澳片岩層，從剖面中發現許多的剪力構造包括覆疊形式的背衝斷層、剪切帶的斷坡斷坪構造以及褶皺(圖 6.11 II)。從位於蘇澳南方海岸的露頭一系列背衝斷層，說明台灣經過二次碰撞時發展出許多背衝斷層構造，受到這些背衝斷層伴隨著背衝褶皺(backfolding)使地層發生倒轉，Fisher *et al.* (2002)指出台灣脊樑山脈西部板岩帶以及脊樑山脈東側都顯示出相似的片理伸張線理以及褶皺劈理的方向，在非同向應變中，於雪山山脈西側有一系列東傾的逆衝斷層以及伴隨在雪山山脈的東側西傾的梨山斷層發生背衝斷層作用。Yeh (2004)重建台灣脊樑山脈東側構造歷史，說明脊樑山脈早期的變形包括西傾褶皺、板劈理及伴隨纖維生長片理等，這些變形是受到側向的剪切作用以及東傾的背衝褶皺作用，在整個脊樑山脈的變形歷史中，藉著背衝褶皺作用，表示在脊樑山脈東側與花東縱谷間的前緣間有些小型的背衝斷層，此說法與本研究結果在楔形體間發展不謀而合，說明台灣地區為何在構造演化階段發展出背衝斷層以及背衝褶皺，藉由這些構造發育說明野外露頭觀察到結果。

台灣西南麓山帶為逆衝斷層褶皺衝上帶，從西部野外露頭一直延續到玉山地區野外觀察，都可以發現一系列前緣的逆衝斷層在變形前緣，例如：從台灣雲林縣古坑鄉向南延伸至嘉義縣竹崎鄉的九芎坑斷層及玉山地區的逆衝褶皺構造。九芎坑斷層位於台灣西南部麓山帶前緣，此區域構造為一系列呈北北東走向的逆衝斷層與褶皺，構造呈平行排列，斷層的幾何特徵為覆疊狀構造，從位於石牛溪的

九芎坑斷層露頭，可觀察九芎坑斷層將頭崙山層下段的粉砂岩逆衝至下盤未紅土化的河階礫石層之上(圖 6.12)。

玉山地區斷層主要是受到斷層擠壓疊置，使當地的地殼增厚，隆起而成。玉山地區的區域構造與西部麓山帶前緣逆衝斷層類似，但實際上較為複雜。從野外觀測玉山的前緣斷層，在這區域觀察到的前緣斷層傾角較陡，整個地層由於板塊聚合作用，沿著滑脫面發生俯衝作用，底部的斷層幾何特徵形成覆疊狀構造而接續受到表面的剝蝕作用(exhumation)，使覆疊狀構造重新出露至地表，從砂箱的實驗結果說明在台灣前緣底部受到深部俯衝作用，以及剝蝕作用來解釋現今在玉山地區露頭上觀察的逆衝斷層系統內包括：覆疊構造、複疊堆(duplex stack)等重要特徵。雖然玉山地區構造形態與台灣西部麓山帶中的褶皺衝上帶類似都具有相同向西逆衝斷層的趨向，但玉山地區的構造演化相較於西部麓山帶地區較為複雜。

由以上野外結果對應到台灣造山帶演化，從五百萬年來，台灣島持續受到呂宋島弧的碰撞，由於受到碰撞的影響，在西部前緣一系列的褶皺衝上帶的前緣斷層對應到前人研究的九芎坑斷層，隨著越靠近增積楔形體軸部附近，受到高程度的俯衝作用影響，造成前緣觀察到的覆疊構造以及在增積楔形體的軸部區域觀察到傾角大的前緣斷層(圖 6.12C)，此區域對應到前人研究的玉山區域。最後在實驗中位於雙向增積楔形體的背側發展出許多背衝斷層，在造山帶間兩個增積楔形體互相接觸影響以及受到背衝斷層的影響，伴隨著背衝褶皺以及翻轉地層的出現，此研究結果可以對應蘇澳南部地區海岸以及台東太麻里露頭等所觀察到發展的背衝斷層伴隨著背衝褶皺，由這些前人研究結果，研究逆衝斷層幾何特徵有助於了解台灣造山帶的經過(圖 6.12)。

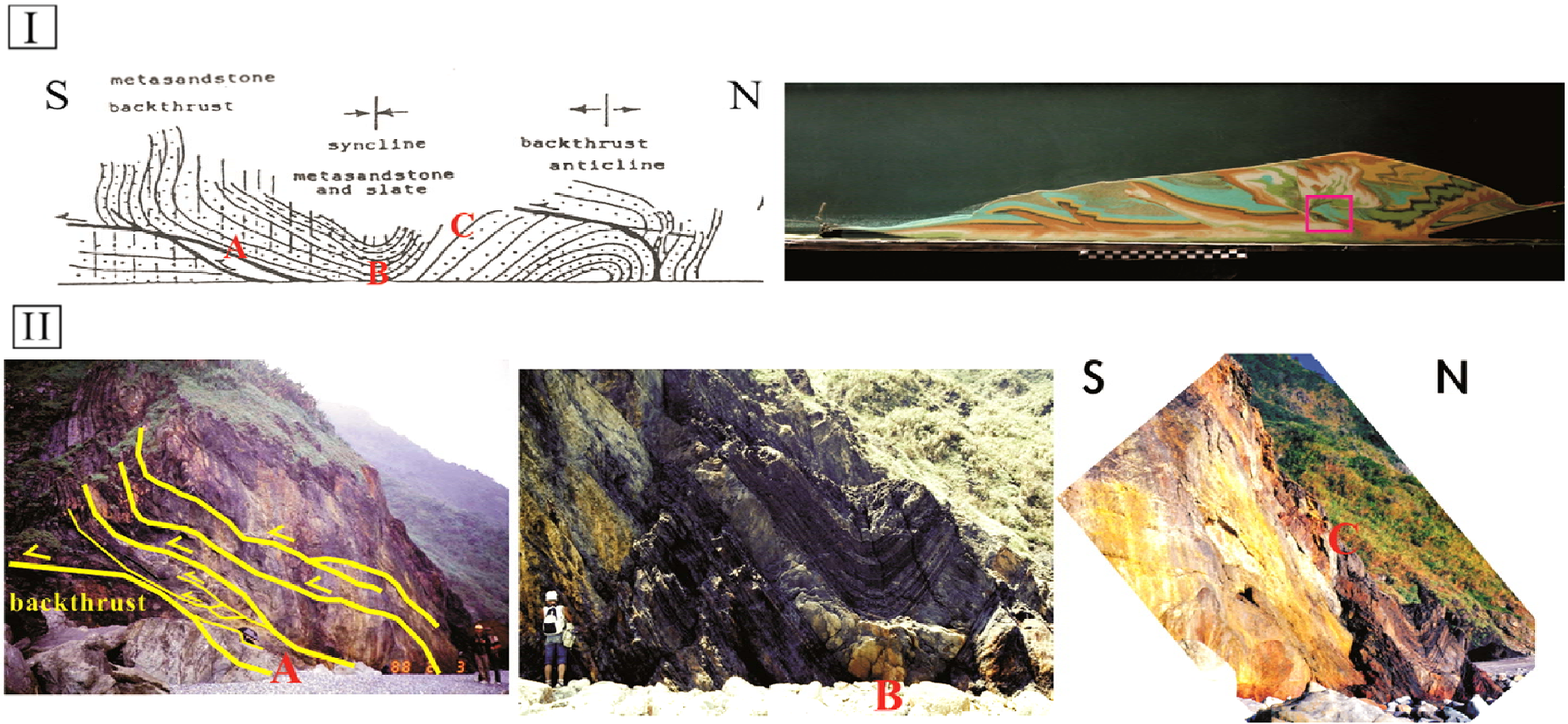
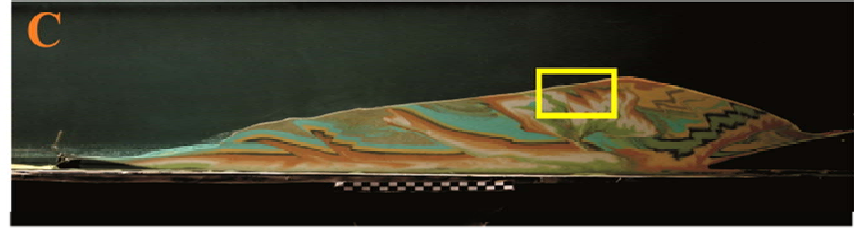
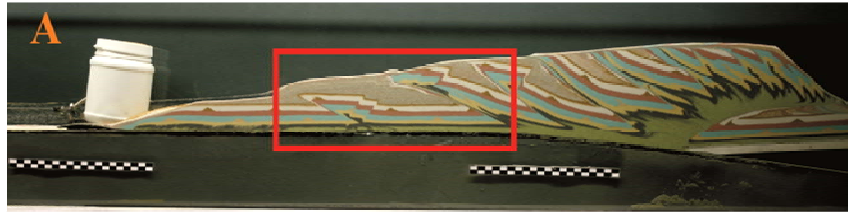


圖 6.11 蘇澳南方海岸之廬山層出露剖面。I 地質構造路線圖，II 露頭素描中觀察到覆疊狀的逆衝背衝斷層。

摘自 Lu *et al.*, 1989。



B Chiuhsiungken Fault

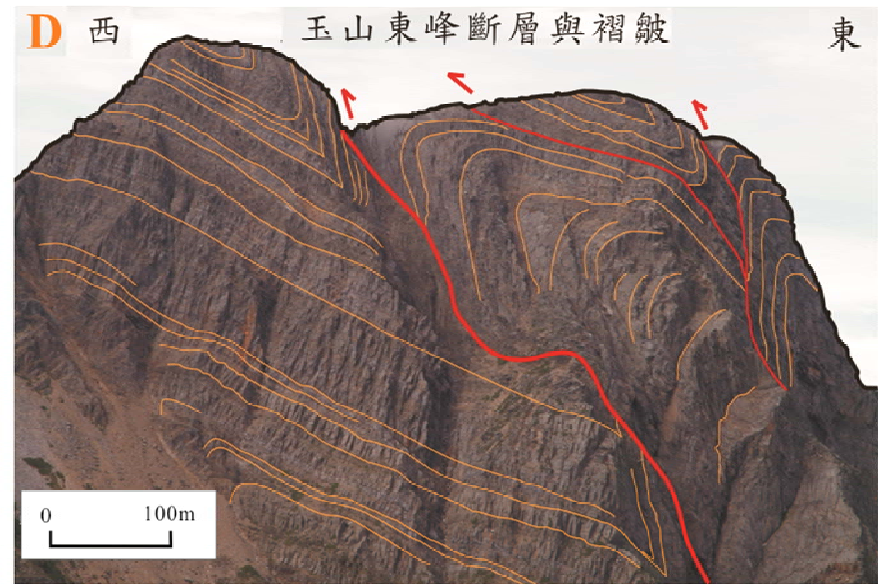


圖 6.12 物理模型比對台灣地區西部麓山帶及玉山的逆衝斷層序列。A.C 砂箱實驗模擬前緣增積的實驗結果；
B 九芎坑斷層露頭照，圖片取自陳柔妃； D 玉山東峰斷層以及褶皺摘自朱傲祖，1991。

第七章 結論

綜合以上研究結果，總結出以下四點結論：

- 一、砂箱模型在模擬前緣增積系統時，當底部為低摩擦係數時，存在深部物質不易帶入增積楔形體內部，造成前緣斷層以滑脫面構造及高傾角形式發育，而一系列背衝斷層漸次發展，抬升區域集中於前緣，而表面坡度緩；當底部高摩擦係數時，由於底部互鎖作用，造成下盤物質進入楔形體內部形成深部俯衝作用程度較高，前緣斷層以覆疊形式的逆衝構造及低傾角形式發育。
- 二、PIV 垂直向量結果說明，當增積楔形體在第一個階段：初始逆衝斷層階段，主要的抬升在前緣隆起構造，從水平分量圖中，呈現應力累積，使的水平應力集中於前緣，應力狀態應為應變增強；當深部俯衝階段，主要抬升為整個增積楔形前緣部分，從水平分量圖中，呈現應力擴散於整個增積楔形體前緣，應力狀態應為應變減弱。
- 三、增積楔形體發展達到臨界錐形狀態時，發生表面的侵蝕作用，藉由 PIV 剪應變量說明前緣原先存在的斷層會發生脫序情形，以及新的前緣斷層生長週期變長。以台灣島為例，地勢高且陡峭，造成島嶼內的河川短且流速急而高侵蝕率，因此若有自然性天災或暫時性暴風雨及颱風災害時，大雨加速侵蝕率會促發斷層脫序活動情形。
- 四、台灣造山帶初期，西部前緣底部摩擦力應為較高摩擦力，造成深部俯衝階段程度高，而前緣斷層呈現覆疊的逆衝斷層，而弧前基磐隱沒作用，說明台灣造山時期應有兩次碰撞，經由第二次的弧前基磐隱沒作用，產生一個新的造山增積楔形體。由兩個不同的增積楔形體接觸，發育出許多背衝斷層以及背衝褶皺，造成整個造山帶地層倒轉。由這兩個不同增積楔形體的背衝斷層將底部物質傳遞至地表，形成墾丁混同層及利吉混同層，說明台灣造山帶初期二次碰撞的結果，與現今自然界中所觀察到混同層以及造山帶地層倒轉等特徵相呼應。

參考文獻

- Aaser, E., Gullestad, L., Tollofsrud, S., Lundberg, J., Hall, C., Djoseland, O., Kjekshus, J., and Forfang, K. (1997) Effect of bolus injection versus continuous infusion of furosemide on diuresis and neurohormonal activation in patients with severe congestive heart failure: *Scandinavian Journal of Clinical & Laboratory Investigation*, v. 57, no. 4, p. 361-367.
- Adam, J., Lohrmann, J., Hoth, S., Kukowski, N., and Oncken, O. (2002) Strain variation and partitioning in thrust wedges: High-resolution data from scaled sandbox experiments by 2D-3D PIV analysis: *Bollettino di Geofisica teorica ed applicata*, v. 42, no. 1/2, p. 123-126.
- Adam, J., Urai, J. L., Wieneke, B., Oncken, O. P., K., Kukowski, N. L., J., Hoth, S., van der Zee, W., and Schmatz, J. (2005) Shear localisation and strain distribution during tectonic faulting - new insights from granular-flow experiments and high-resolution optical image correlation techniques: *Journal of Structural Geology*, v. 27, no. 2, p. 283-301.
- Adrian, R. J. (1991) Particle-Imaging Techniques for Experimental Fluid Mechanics: *Annual Review of Fluid Mechanics*, v. 23, p. 261-304.
- Bachman, S. B., Lewis, S.D. and Schweller, W.J. (1983) Evolution of a forearc basin, Luzon Central Valley, Philippines: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 67, p. 1143-1162.
- Ballard, J. F., Brun, J.-P., Van Den Driessche, J., and Allemand, P. (1987) Propagation des evachements au-dessus des zones de décollement: *modèles expérimentaux*: 305, v. II, p. 1249-1253.
- Biot, M. A. (1961) Theory of Folding of Stratified Viscoelastic Media and Its Implications in Tectonics and Orogenesis: *Geological Society of America Bulletin*, v. 72, no. 11, p. 1595-1620.
- Briais, A., and Pautot, G. (1992) Reconstructions of the South China Sea from structural data and magnetic anomalies, in Xianglong, J., Kudrass, H.R., and Pautot, G., eds., Marine geology and geophysics of the South China Sea: *China Ocean Press*, p. 389-422.
- Byrne, T. (1998) Pre-collision kinematics and a possible modern analog for the Lichi and Kenting melanges, Taiwan: *J. Geol. Soc. China*, v. 41, p. 535-550.
- Cadell, H. M. (1888) Experimental researches in mountain building: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, v. 35, p. 337-357.

- Chang, C. P., Angelier, J., and Huang, C. Y. (2000) Origin and evolution of a mélangé: the active plate boundary and suture zone of the Longitudinal Valley, Taiwan: *Tectonophysics*, v. 325, no. 1-2, p. 43-62.
- Chapple, W. M. (1978) Mechanics of Thin-Skinned Fold-and-Thrust Belts: *Geological Society of America Bulletin*, v. 89, no. 8, p. 1189-1198.
- Chemenda, A. I., Yang, R. K., Hsieh, C. H., and Groholsky, A. L. (1997) Evolutionary model for the Taiwan collision based on physical modelling: *Tectonophysics*, v. 274, no. 1-3, p. 253-274.
- Chemenda, A. I., Yang, R. K., Stephan, J. F., Konstantinovskaya, E. A., and Ivanov, G. M. (2001) New results from physical modelling of arc-continent collision in Taiwan: evolutionary model: *Tectonophysics*, v. 333, no. 1-2, p. 159-178.
- Chu, H. T., Liang, S. H., Lee, J. C., and Chen, C. L. (2010) A new view of the Hukou fault: discovery of an active backthrust in the hanging wall and Its structural analyses: *Special Publication of the Central Geological Survey, MOEA*, v. 26, p. 31-52.
- Dahlen, F. A., and Barr, T. D. (1989) Brittle frictional mountain building 1. Deformation and mechanical energy budget: *Journal of Geophysical Research*, v. 94, no. B4, p. 3906-3922.
- Dahlen, F. A. (1990) Critical Taper Model of Fold-and-Thrust Belts and Accretionary Wedges: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 18, p. 55-99.
- Davis, D., Suppe, J., and Dahlen, F. A. (1983) Mechanics of Fold-and-Thrust Belts and Accretionary Wedges: *Journal of Geophysical Research*, v. 88, no. Nb2, p. 1153-1172.
- Dominguez, S., Avouac, J. P., and Michel, R. (2003) Horizontal coseismic deformation of the 1999 Chi-Chi earthquake measured from SPOT satellite images: Implications for the seismic cycle along the western foothills of central Taiwan: *J. Geophys. Res.*, v. 108, no. B2, p. 2083.
- Elliott, D. (1976) The motion of thrust sheets: *J. Geoph. Res.*, v. 81, no. 949-963.
- Ellis, S. (1996) Forces driving continental collision: Reconciling indentation and mantle subduction tectonics: *Geology*, v. 24, no. 8, p. 699-702.
- England, P., and Houseman, G. (1986) Finite Strain Calculations of Continental Deformation .2. Comparison with the India-Asia Collision Zone: *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, v. 91, no. B3, p. 3664-3676.
- Fisher, D., Lu, C. Y., and Chu, H. T. (2002) Taiwan Slate Belt: Insights into the ductile interior of an arc-continent collision, 2002, in., *Geology and Geophysics of an Arc-continent collision, Taiwan*, Byrne T. B., and Liu, C.-S., eds, Boulder, Colorado: *Geol. Soc. Am. V. Special Paper 358*, P 93-106.

- Fuh, S. C., Liu, C. S., and Song, G. S. (1994) Decoupled transcurrent faults in the offshore area south of Taiwan: *Petrol: Petroleum Geology of Taiwan*, v. 29, p. 27-45.
- Gorceix, C. (1924) Expériences de laboratoire sur la formation des montagnes: *Revue de géographie alpine*, v. 12, no. 1, p. 31-78.
- Fuh, S. C., Liu, C. S., Lundberg, N., and Reed, D. L. (1997) Strike-slip faults offshore southern Taiwan: implications for the oblique arc-continent collision process: *Tectonophysics*, v. 274, no. 25-39.
- Hall, J. (1815) On the vertical position and convolutions of certain strata and their relation with granite: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, v. 7, p. 79-108.
- Hayes, D. E., and Lewis, S. D. (1984) A geophysical study of the Manila Trench, Luzon, Philippines 1. Crustal structure, gravity, and regional tectonic evolution : *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 9171-9195.
- Horsfield, W. T. (1977) An experimental approach to basement-controlled faulting: *Geologie en Mijnbouw*, v. 56, no. 4, p. 363-370.
- Hoth, S. (2006) Deformation, erosion and natural resources in continental collision zones. Insight from scaled sandbox simulations: *GeoForschungsZentrum Potsdam, Potsdam, Germany*, p. 153.
- Hoth, S., Hoffmann-Rothe, A., and Kukowski, N. (2007) Frontal accretion: An internal clock for bivergent wedge deformation and surface uplift: *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, v. 112, no. B6.
- Huang, C. Y., Shyu, C. T., Lin, S. B., Lee, T. Q., and Sheu, D. D. (1992) Marine geology in the arc-continent collision zone off southeastern Taiwan: implication for late Neogene evolution of the Coastal Range : *Marine Geology*, v. 107, p. 183-212.
- Huang, C. Y., P.B., Y., C.W., L., Wang, T. K., and Chang, C. P. (2000) Geodynamic processes of Taiwan arc-continental collision and comparison with analogs in Timor, Papua New Guinea, Urals and Corsica: *Tectonophysics*, v. 325, p. 1-21.
- Hubbert, M. K. (1937) Theory of scale models as applied to the study of geologic structures: *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 48, no. 9/12, p. 1459-1519.
- Hubbert, M.K. (1951) Mechanical basis for certain familiar geologic structures: *Geological Society of American Bulletin*, v. 62, pp. 335-372.
- Jaeger, J. C., and Cook, N. G. W. (1969) *Fundamentals of Rock Mechanics*. Mathuen: London, p. 515.
- Karig, D. E. (1983) Accreted Terranes in the Northern Part of the Philippine Archipelago: *Tectonics*, v. 2, no. 2, p. 211-236.

- Katsumata, M., and Sykes, L. R. (1969) Plate convergence and deformation, North Luzon Ridge, Philippines: *Tectonophysics*, v. 168, no. 221-237.
- Klinkmuller, M., Rosenau, M., Boutelier, D., Kemnitz, H., and Schreurs, G. (2008) Properties benchmark of granular and viscous analogue materials. Abstract for the GeoMod 2008 pre-conference workshop "Analogue and numerical modelling of crustal processes: *Villa La Pietra, Firenze*.
- Koyi, H., 1997, Analogue modelling: from qualitative to quantitative technique - A historical outline: *Journal of Petroleum Geology*, v. 20, no. 2, p. 223-238.
- Landreth, C. C., Adrian, R. J., and Yao, C.-S. (1988) Double pulse particle image velocimetry with directional resolution for complex flows: *Experiments in Fluids* 6, v. 2, p. 119-128.
- Lecordier, B., and Mouqallid, M. (1994) CCD recording method for cross-correlation PIV development in unstationary high speed flow: *Experiments in Fluids* 17, v. 3, p. 205-208.
- Lee, J. C., Rubin, C., Mueller, K., Chen, Y. G., Chan, Y. C., Sieh, K., Chu, H. T., and Chen, W. S. (2004) Quantitative analysis of movement along an earthquake thrust scarp: a case study of a vertical exposure of the 1999 surface rupture of the Chelungpu fault at Wufeng, western Taiwan: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 23, no. 2, p. 263-273.
- Lewis, S. D., and Hayes, D. E. (1984) A geophysical study of the Manila Trench, Luzon, Philippines: 2. Fore arc basin structural and stratigraphic evolution: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 9196-9214.
- Lieske, J., Lundberg, N., and Reed, D. L. (1992) Backthrusting and accretion in the submarine Taiwan accretionary prism: SeaMARC II and seismic reflection data. *EOS, Trans.: Am. Geophys. Union*, v. 73, no. 557.
- Lohrmann, J., Kukowski, N., Adam, J., and Oncken, O. (2003) The impact of analogue material properties on the geometry, kinematics, and dynamics of convergent sand wedges: *Journal of Structural Geology*, v. 25, no. 10, p. 1691-1711.
- Lu, C. Y., Sun, L. J., Lee, J. C., Liou, Y. S., and Liou, T. S. (1989) The shear structures in the Miocene Lushan Formation of the Suao area, Eastern Taiwan. : *Proc. Geol. Soc. China*, v. 32, no.2, p. 121-137.
- Lu, C. Y., and Hsu, J. K. (1992) Tectonic Evolution of the Taiwan Mountain Belt: *Petrol. Geol. Taiwan*, v. 27, p. 15-35.
- Lu, C. Y., and Malavieille, J. (1994) Oblique Convergence, Indentation and Rotation Tectonics in the Taiwan Mountain Belt - Insights from Experimental Modeling: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 121, no. 3-4, p. 477-494.

- Lu, C. Y., Chang, K. J., Jeng, F. S., and Jian, W. T. (1998) Impact of basement high on the structure and kinematics of the western Taiwan thrust wedge: insights from sandbox models. : *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences* , v. 9, no. 533-550.
- Lu, C. Y., Chang, K. J., Malavieille, J., Chan, Y. C., P, Chang. C., and Lee, J. C. (2001) Structural Evolution in the southeastern Central Range, Taiwan: *Western Pacific Earth Sciences*, v. 1, no. 2, p. 213-226.
- Lundberg, N., Reed, D. L., Liu, C. S., and Lieske, J. (1992) Structural controls on orogenic sedimentation, submarine Taiwan collision: *Acta Geologica Taiwanica*, v. 30, p. 131-140.
- Lundberg, N., Reed, D. L., Liu, C. S., and Lieske, J. (1997) Forearc-basin closure and arc accretion in the submarine suture zone south of Taiwan: *Tectonophysics*, v. 274, no. 1-3, p. 5-23.
- Mair, K., Frye, K. M., and Marone, C. (2002) Influence of grain characteristics on the friction of granular shear zones: *J. Geophys. Res.*, v. 107, no. B10, p. 2219.
- Malavieille, J. (1984) Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués: Application aux chaînes de montagnes: *Géologique de France Bulletin*, v. 26, p. 129-136.
- Malavieille, J., Lallemand, S. E., Dominguez, S., Deschamps, A., Lu, C. Y., Liu, C. S., and Schnurle, P. (2002) Geology of the arc-continent collision in Taiwan: Marine observations and geodynamic model: *Geol. Soc. Am.* , v. Special paper 358, no. 187-211.
- Malavieille, J., and Trullenque, G. (2009) Consequences of continental subduction on forearc basin and accretionary wedge deformation in SE Taiwan: Insights from analogue modeling: *Tectonophysics*, v. 466, no. 3-4, p. 377-394.
- Matsubara, Y., and Seno, T. (1980) Paleogeographic reconstruction of the Philippine Sea at 5 my BP: *Earth and Planetary Science Letters* ,v. 51, p. 406-414.
- McClay, K. R., and Whitehouse, P. S. (2004) Analog modeling of doubly vergent thrust wedges: Thrust tectonics and hydrocarbon systems: *AAPG Memoir*, v. 82, p. 184-206.
- Minster, J. B. a. J., T.H. (1979) Rotation vectors for the Philippine and Rivera plates: *Eos, Trans: Amer. Geophys. Union*, v. 60, p. 598.
- Mulugeta, G. (1988) Squeeze-box in a centrifuge: *Tectonophysics*, v. 148, no. 3-4, p. 323-335.
- Paulcke, W. (1912) Das Experiment in der Geologie, Festschrift zur Feier des fünfundfünfzigsten Geburtstages Seiner Königlichen Hohiet des GroBherzogs Friedrich II: *Karlsruhe*, p. 744-108.

- Peltzer, G., and Tapponnier, P. (1988) Formation and Evolution of Strike-Slip Faults, Rifts, and Basins during the India-Asia Collision- an Experimental Approach: *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, v. 93, no. B12, p. 15085-15117.
- Ranalli, G. (2001) Experimental tectonics: from Sir James Hall to the present: *Journal of Geodynamics*, v. 32, no. 1-2, p. 65-76.
- Ramberg, H. (1967) Gravity, Deformation and the Earth's Crust, *Academic Press*, London and New York
- Ramberg, H. (1981) Gravity, Deformation and the Earth's Crust, 2ed, *Academic Press*, London and New York
- Reed, D. L., Lundberg, N., Liu, C.-S., and B.-Y., K. (1992) Structural relation along the margins of the offshore Taiwan accretionary wedge: implications for accretion and crustal kinematics: *Acta Geologica Taiwanica*, v. 30, p. 150-122.
- Richard, M., Bellon, H., Maury, R. C., Barrier, E., and Juang, W. S. (1986) Miocene to recent &c-alkaline volcanism in eastern Taiwan: K-Ar ages and petrography: *Tectonophysits*, v. 125, p. 87-102.
- Sarewitz, D. R., and Karig, D. E. (1986) Geologic evolution of Western Mindoro Island and the Mindoro Suture Zone, Philippines: *Journal of Southeast Asian earth sciences*, v. 1, no. 117-141.
- Schreurs, G., Buiter, S. J. H., Boutelier, D., Corti, G., Costa, E., Cruden, A., Daniel, J. M., Hoth, S., Koyi, H., Kukowski, N., Lohrmann, J., Ravaglia, A., Schlische, R. W., Withjack, M. O., Yamada, Y., Cavozi, C., DelVentisette, C., Elder Brady, J., Hoffmann-Rothe, A., Mengus, J. M., Montanari, D., and Nilfroushan, F. (2006) Analogue benchmarks of shortening and extension experiments. In: S.J.H. Buiter and G. Schreurs (Editors), Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes: *Geological Society, London, Special Publication, London.*, p. 1-27.
- Seno, T. (1977) The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea plate relative to the Eurasian plate: *Tectonophysics*, v. 42, no. 209-226.
- Seno, T., and Maruyama, S. (1984) Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea: *Tectonophysics*, v. 102, no. 53-84.
- Seno, T., Moriyama, T., Stein, S., Woods, D. F., Demets, C., Argus, D., and Gordon, R. (1987) Redetermination of the Philippine Sea Plate motion: *Eos Trans. AGU*, v. 68, no. 1474.
- Suppe, J. (1981) Mechanics of mountain building and metamorphism in Taiwan: *Mem. Geol. Soc. China*, v. 4, p. 67-89.
- Suppe, J. (1984) Kinematics of arc-continent collision, flipping of subduction and back-arc spreading near Taiwan: *Mem. Geol. Soc. China*, v. 6, p. 21-33.

- Suppe, J. (2007) Absolute fault and crustal strength from wedge tapers: *Geology*, v. 35, no. 12, p. 1127-1130.
- Susanne, B., and Guido, S. (2008) 2008 ANALOGUE-NUMERICAL MODEL COMPARISONS.
- Tang, J. C., and Chemenda, A. I. (2000) Numerical modelling of arc-continent collision: application to Taiwan: *Tectonophysics*, v. 325, no. 1-2, p. 23-42.
- Tapponnier, P., Peltzer, G., Ledain, A. Y., Armijo, R., and Cobbold, P. (1982) Propagating Extrusion Tectonics in Asia - New Insights from Simple Experiments with Plasticine: *Geology*, v. 10, no. 12, p. 611-616.
- Taylor, B., and Hayes, D. E. (1980) The tectonic evolution of the South China Sea Basin: *Geophysical Monograph*, v. 23.
- Taylor, B., and Hayes, D. E. (1983) Origin And History Of The South China Sea Basin: *Geophysical Monograph* v. 27, p. 23-56.
- Teng, L. S. (1987) Stratigraphic records of the late cenozoic Penglai orogeny of Taiwan: *Yánjiū bàogào - Guólì Táiwān dàxué. Lǐxuéyuàn dìzhìxué xì*, v. 205-224.
- Teng, L. S. (1990) Geotectonic evolution of late Cenozoic arc-continental collision in Taiwan: *Tectonophysics*, v. 183, p. 67-76.
- Tseng, C. H., Hu, J. C., Chan, Y. C., Chu, H. T., Lee, J. F., Wei, J. Y., and Lu, C. Y. (2008) Non-Catastrophic landslides induced by the Mw 7.6 Chi-Chi earthquake in central Taiwan as revealed by PIV analysis: *Tectonophysics.*, doi: 10.1016/j.tecto.2007.11.019.
- Twiss, R. J. & E. M. Moores (1992) Structural geology, *W. H. Freeman and Company*, New York.
- Vilotte, J. P., Daignieres, M., and Madariaga, R. (1982) Numerical Modeling of Intraplate Deformation - Simple Mechanical Models of Continental Collision: *Journal of Geophysical Research*, v. 87, no. Nb13, p. 709-728.
- Willett, S. D., Beaumont, C., and Fullsack, P. (1993) Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens: *Geology*, v. 21, no. 4, p. 371-374.
- Yeh, E. C.(2004) Structural evolution of slate belts:Examples from Taiwan And Eastern Pennsylvania, *Doctoe Thesis of Pennsylvania State Unversuty*, p.p191.
- Yu, S. B., and Chen, H. Y. (1994) Global Positional System measurements of crustal deformation in the Taiwan arc-continent collision zone: *Terrest. Atmos. Oceanic Sci.*, v. 5, p. 477-498.
- 朱微祖 (1991) 玉山地區逆衝斷層之研究。中國地質學會會刊第 34 卷，第 4 期，第 199-232 頁。

- 張國楨 (1998) 台灣西部基盤高區對鄰近主要新構造的影響之三維模擬。國立台灣大學地質科學研究所碩士論文，共 134 頁。
- 陳麗雯 (2006) 台灣東南海域弧前盆地之構造演化特徵。國立台灣大學海洋研究所碩士論文，共 100 頁。
- 曾佳漢 (2006) 應用質點影像測速技術分析集集地震於台灣中部所引發之非遽變山崩。國立台灣大學地質科學研究所碩士論文，共 79 頁。
- 潘昌志 (2009) 以砂箱模型來探討增積岩體的前緣增積作用。國立台灣大學海洋研究所碩士論文，共 105 頁。

