

# 結合斷層滑移與岩層拱彎機制的斷層居中型 褶皺之增長

黃文正<sup>1,2</sup> 凱強生<sup>1</sup>

## 摘要

研究活動背斜 (active anticline) 下伏的盲斷層之主要目標，在於評估與該斷層滑移 (fault slip) 相關的可能地震危害度。先前的研究認為此類背斜主要是由每次地震時，其下伏盲斷層的滑移，所造成之岩層變形累積而成。基於這樣一個假設，斷層的地震潛能，則可以直接從背斜的幾何形態推知。然而，此類與下伏盲斷層相關的背斜之增長，並非僅與盲斷層的活動有關，例如岩層受水平壓縮時，岩層的拱彎作用 (buckling) 效應，即可使背斜的振幅放大兩倍或甚至更大。我們建立邊界元素模型 (boundary element model)，展示在水平收縮及彈性層 (elastic layers) 層間滑動的條件下，背斜的增長並非僅取決於其下伏盲斷層的滑移量，拱彎作用效應有極顯著的貢獻。在本研究採用的條件下，相較斷層居中型褶皺 (fault-cored fold) 的振幅，拱彎背斜可為被動背斜 (亦即彈性層無層間滑動) 的二到五倍大；此外，拱彎背斜之波長，可以緊縮 (localized) 到僅為被動背斜的一半。我們利用此數值模型對美國西部懷俄明州 Big Horn Basin 的 Pitchfork 背斜進行模擬，結果可符合 Pitchfork 背斜的重要幾何形態特徵，包括背斜的波長寬、兩翼的緊縮 (localization) 和振幅向上變大的現象，顯示拱彎作用的確為形成該背斜不可缺少的機制。此外，我們也將該模型，運用到 1985 年美國加州中部在 Kettleman Hills 背斜及其同震高程位移的分析，結果顯示該背斜極可能為結合斷層滑移及拱彎作用機制所形成，1985 年的同震高程位移場，亦可用該背斜下伏盲斷層的滑移，透過錯移理論 (dislocation theory) 的位移解，給予合理的解釋。

---

<sup>1</sup> 美國印第安那大學地質系 (Department of Geological Sciences, Indiana University, USA)

<sup>2</sup> 中央研究院地球科學所 (Institute of Earth Sciences, Academia Sinica)

## 引言

地殼尺度 (crustal scale) 的背斜是由一系列地震時，該背斜下伏盲斷層的滑移所造成之變形累積而成，此一現象由大地測量的資料得以輔證，例如 King and Stein (1983)、Stein and King (1984) 及 Stein and Ekström (1992) 提出美國加州中部的 Coalinga 背斜及 Kettleman Hills 背斜，是在一系列地震時，由該背斜下伏斷層滑移累積變形而成。他們的觀測證據，包括地表抬升的河階、地形及 1983 年 Coalinga 地震前後的水準測量等。

地殼尺度的背斜主要由下伏盲斷層滑移所造成的觀點，同時也反映在其他斷層關聯褶皺 (fault-related folds) 的研究，例如 Myers et al. (2003) 利用半彈性空間的錯位 (dislocation in an elastic half space) 解，分析洛杉磯盆地東部的盲斷層之滑移量與其上的褶皺形態。Mynatt et al. (2007) 則比對 Raplee Ridge 背斜的幾何形態，並利用邊界元素模型 (boundary element model) 在半彈性空間中的斷層作用所產生之變形，推測猶他州東南部在 Laramide 時期 (亦即晚白堊紀到早第三紀) 形成的 Raplee Ridge 背斜的下伏斷層之幾何形態及當時可能的受力方式。

近年來活動褶皺構造的研究，更反映這個趨勢，這些研究所採用的方法為，首先決定該斷層關聯活動背斜 (active fault-related anticlines) 的幾何形態及其造成的地表抬升率，然後藉由運動學模型中的斷層滑移量與背斜幾何型態之關係，進而推測活動背斜下伏斷層的滑移率 (fault slip rate)。舉幾個例子，Grant et al. (1999) 假定地表的抬升率與背斜下伏斷層的滑移率，可透過斷層角度的正弦函數值將兩者直接相關聯。根據這一假設，他們利用在美國 San Joaquin Hills 海階的抬升率，推測該地下伏斷層的滑移率。Ishiyama et al. (2004) 針對日本中部 Kuwana 背斜進行地表地質調查及河階的定年，再藉由運動學模式，推估 Kuwana 背斜下伏斷層的滑移率。Shaw and Shearer (1999) 及 Shaw et al. (2002) 利用 Shaw and Suppe (1996) 發展的生長褶皺構造運動學方法，研究在 1987 年的 Whittier Narrows 地震 (例如：Lin and Stein, 1989) 中，對洛杉磯大都會造成威脅的地震觸發斷層 (Earthquake-induced fault) — Puente Hills 盲逆斷層 (blind thrust fault)，推估該斷層的滑移率及評估未來與該斷層相關可能發震的規模和頻率。Allmendinger and Shaw (2000) 利用三角剪動的運動學模型 (trishear

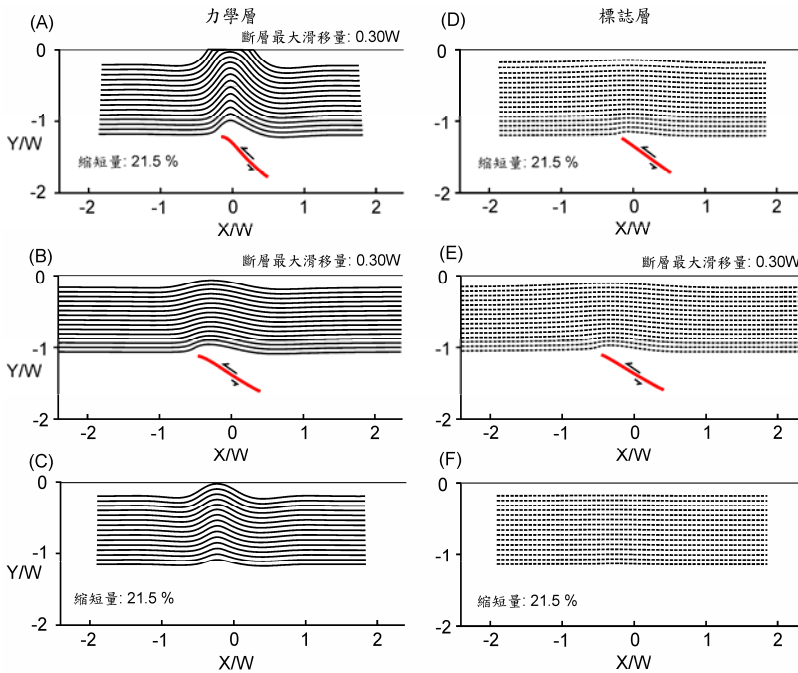
kinematic model)，推估Puente Hills盲逆斷層（blind thrust fault）的總滑移量。

以往斷層關聯褶皺作用的力學分析，僅針對被動褶皺作用，亦即岩層的變形褶曲為其下伏斷層的滑移所導致，不牽涉到層面滑移或軟硬岩層互層所造成的效應。在平行岩層層面的壓縮外力作用下，因層面滑移或軟硬岩層互層造成的效應，這兩者其一或兩者同時，所引致的岩層褶皺，為本文所定義的拱彎作用。拱彎作用的褶皺理論（例如：Johnson 1977；Johnson and Fletcher, 1994）顯示此效應對褶皺形態極為關鍵，同時野外的觀察（例如：Erslev and Mayborn, 1997）也顯示斷層關聯褶皺沿層面滑移現象隨處可見。因此斷層關聯褶皺作用的研究，實在迫切需要併入拱彎作用效應。

本文傳遞的主要訊息是，由結合斷層滑移及拱彎作用兩機制所形成的褶皺與僅由斷層滑移機制所形成的褶皺，在形態上明顯不同，底下我們利用圖一予以闡明。圖一A~C中為力學複層（mechanical layers），亦即在外力作用下，層與層間可自由滑動，層間完全沒有阻抗（no resistance），於A及B中一斷層下伏於複層。在圖一D~F中為被動標誌層，層面完成束縛，層與層無法相對滑動，於D及E中一斷層下伏於複層。圖一A中的褶皺為力學層與下伏斷層相互作用在水平縮短量達到21%時的變形結果，此時斷層的最大滑移量為0.3倍的斷層初始長度。在圖一B中的褶皺之形成，為斷層滑移所累積的形變，並沒有施加任何的水平縮短量，該斷層滑移量與圖一A中的斷層滑移量相當。在圖一C中的褶皺，為具極小的初始撓曲（initial perturbation）的力學層，在水平縮短量21%下所形成。圖一D~F中的褶皺形成於與A~C相當的載荷（loading）下，但層為被動標誌層。圖一B與E的比對，闡明了曲滑作用（flexural slip）對褶皺形態的影響，力學層的褶皺相較標誌層的褶皺有較大的振幅及較緊湊的兩翼。圖一C與F的比對，闡明了拱彎作用（buckling）效應對褶皺形態的影響。圖一C中的褶皺形態對稱且緊湊，振幅向上增長；圖一F中的變形幾乎難以察覺。最後，圖一A與D的比對，展示的斷層滑移機制與拱彎作用機制的結合對褶皺形態的影響，顯明地，拱彎作用效應放大了形成於斷層上方的褶皺之振幅，且緊縮了褶皺的兩翼。

我們發展了一套邊界元素數值模擬軟體（boundary element numerical simulation software），該軟體可以模擬斷層關聯褶皺的增長，藉此我們展示斷層居中型褶皺的成長，不僅限於斷層滑移機制，拱彎作用機制也有顯著的貢獻。為強化這個觀點，我們檢驗美國西部懷俄明州Big Horn Basin在

Laramide時期（亦即晚白堊紀到早第三紀）形成的Pitchfork 背斜。以拱彎作用形成的斷層居中型褶皺的幾何形態，可與Pitchfork 背斜特徵符合一緊縮的（localized）背斜波長和兩翼及褶曲岩層的振幅有向上增大的趨勢（亦即斷層上伏褶曲岩層的振幅離斷層越遠越大）。同時我們也檢驗美國加州中部的Kettleman Hills活動背斜的地下形態及地表的變形測量資料。



圖一 力學層或標誌層於彈性介質中的褶皺作用模式。層面初始為水平， $W$  為斷層初始長度，縮短量為遠場水平收縮應變的累積，亦即總載荷。圖 A~C 為層間滑動無阻力；圖 D~F 為無層間滑動。詳細的說明見內文。

Fig.1 Models of folding of passive markers or mechanical layers in an elastic medium. Layers are horizontal at onset. The layers slip freely at contacts (A)-(B) and bonded (no slip, passive markers) in (D)-(F).  $W$  is initial fault width. (A) Fold formed by fault slip and buckling after shortening of 21.5%. (B) Fold formed by imposed slip on the fault with no horizontal shortening. The fold is produced by imposing the same slip on the faults as in (A). (C) Buckle fold after 21.5% shortening. The small deflection of the layers after two increments of deformation in (A) is introduced as an initial perturbation. (D) Fold in passive markers after shortening of 21.5% as in (A). (E) Fold in passive markers to the same imposed fault slip as in (B). (F) Passive markers are initially assigned the same small perturbation as in (C) and then subjected to 21.5% shortening.

## 斷層居中型背斜的運動學及力學研究

在本篇文章，我們將注意力集中在一類特殊的斷層關聯背斜，此類的背斜的形成與其下伏的逆斷層息息相關，我們稱之為斷層居中型背斜。斷層居中型背斜含括三種斷層關聯褶皺，分別為斷層轉折褶皺（*fault-bend fold*），斷層擴展褶皺（*fault-propagation fold*）或斷層前端褶皺（*fault-tip fold*）及基盤錯動褶皺（*forced fold*）。斷層轉折褶皺是岩層沿斷坪－斷坡－斷坪（*flat-ramp-flat*）形態的斷層移動所形成，致使相同的岩層在垂直方向重複出現，其背斜形成在斷坡上方（Rich, 1934; Suppe, 1983）。斷層擴展褶皺或斷層前端褶皺，即斷層的滑移在斷層的前端遇阻抗，沿斷層位移轉換為褶皺的變形。基盤錯動褶皺則是基盤上覆岩層受基盤錯動的變形結果。Suppe在1983年發展出斷層轉折褶皺及其運動學模式，此類的褶皺翼部筆直，至其樞紐（*fold hinge*）處呈急轉折，之後更陸續演化出許多不同的模式，但皆以Suppe的斷層轉折褶皺之形態為準則，其中包括斷層擴展褶皺和斷層前端褶皺（例如：Suppe and Medwedeff, 1994；Chester and Chester, 1990）。三角剪動運動學模式（例如：*trishear kinematic model*；Erslev, 1991）在近期的文章中特別受到偏好，因為該模式可模擬圓滑（*rounded*）的褶皺形態，更加貼近野外的實例；此外，該模式也可用於模擬基盤錯動褶皺及斷層擴展褶皺。

多數的斷層關聯褶皺作用之研究主要針對其運動學分析，相對較少著眼在力學上。斷坡褶皺作用（*ramp folding*），亦即斷層轉折褶皺作用（*fault-bend folding*），在均質（*homogenous*）線彈性（*linear-elastic*）或黏滯性（*viscous*）介質的力學理論，已由Elliot（1976）、Wiltschko（1979）、Berger and Johnson（1980, 1982）、Johnson and Berger（1989）、Kilsdonk and Fletcher（1989）、Johnson and Fletcher（1994）及Savage and Cook（2003）發展出來。一些針對基盤錯動褶皺（*forced folds*）的力學模型也已發展出來（Sanford, 1959；Reches and Johnson, 1978；Patton and Fletcher, 1995；Johnson and Johnson, 2000）。近期離散元素法（*discrete element method*）漸增地應用於斷坡褶皺的力學分析（Strayer and Suppe, 2002）及基盤錯動褶皺和斷層前端褶皺（Finch et al., 2003；Cardozo et al., 2005）。Cardozo et al.（2003）針對彈塑性介質中的幾個斷層關聯褶皺作用予以分析。黏塑性有限元素模型（*finite element models*）也已被Erickson and Jamison（1995）運用到斷坡褶皺（*ramp folds*）的分析。以上所提的研究主要針對被動斷層關聯褶皺作用（*passive*

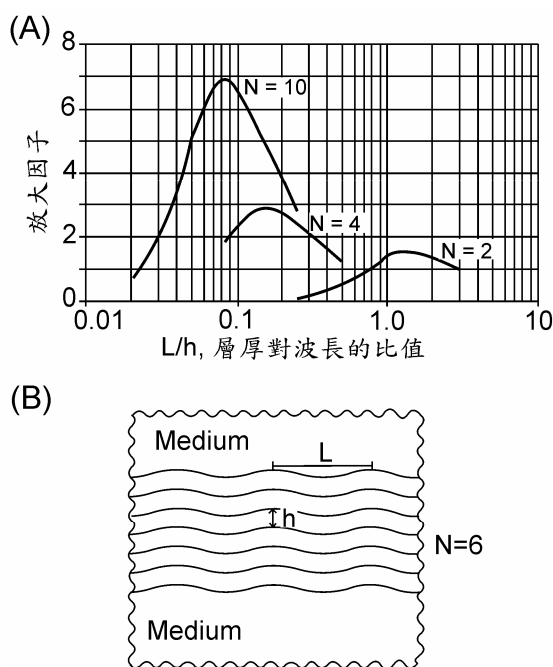
fault-related folding) 爲主，亦即水平標誌層 (markers) 在等向性 (isotropic) 均質的介質中對斷層滑移所產生的變形反應。相對而言，將拱彎作用效應併入斷層關聯褶皺 (passive fault-related folding) 的分析較爲缺乏，底下的三個例子即爲少數相關的研究。Cooke and Pollard (1997) 及 Shackleton and Cooke (2007) 將邊界元素模型 (boundary element models) 用於分析層間滑移對斷層關聯褶皺作用的貢獻。前者主要分析於水平壓縮及伸張載荷下，近斷層處的岩層變形行爲；後者主要是評估平面應變 (plane strain) 的假設，對非圓柱形褶皺 (non-cylindrical folds) 分析上之有效性 (validity)。Niño et al. (1998) 利用有限元素模型，探討在水平收縮作用 (shortening) 下，基盤裡的盲斷層如何受其本身的傾角和上覆沉積岩的力學性質及層間滑動之影響，而呈現不同的往上覆沉積岩擴展的現象。

儘管極少的研究著眼在拱彎作用效應對斷層關聯褶皺的影響。但單層及複層褶皺作用理論，亦即由初始極小擾動 (perturbation；例如極小的撓曲) 發展而成且過程中不涉及到任何的斷層作用之褶皺分析，已發展到相當成熟的程度 (例如：Biot, 1964a, 1964b；Chappel, 1969；Fletcher, 1977；Johnson, 1977；Johnson and Fletcher, 1994；Mancktelow, 1999)。這些理論與本文所要強調的斷層關聯褶皺的振幅 (amplitude)，如何在拱彎作用效應下被放大息息相關。

在線性均質介質中及水平收縮作用下，力學層的初始撓曲之放大率是層數 ( $N$ )、單一力學層的厚度 ( $h$ ) 及初始撓曲的波長 ( $L$ ) 的函數。初始正弦型撓曲的振幅之放大率，已爲 Biot (1961) 及 Fletcher (1977) 量化，並定該值爲放大因子 (amplification factor)。此放大因子是一純量 (scalar quantity)，可用於描述給定條件下初始撓曲振幅隨漸增的縮短量的增長速率。

圖二A爲利用 Pfaff and Johnson (1989) 所發展的褶皺理論所繪製，示意放大因子爲單一力學層的厚度對初始撓曲的振幅的比値之關係。所有的力學層及其上下的介質的黏滯度皆相同，且層間無阻抗 (frictionless)，分別展示層數2、4及10的關係曲線。該圖展示放大因子隨層量增大，且在給定層量及層厚的情況下，可找到主導波長 (dominant wavelength)；所謂的主導波長，亦即初始撓曲爲此波長時，其振幅的增長最快。該圖同時也示意如總力學複層的層厚相當的狀況下，該力學複層爲層數多且單層層厚薄時較層少但厚時，其褶皺振幅的增長相較爲快。

將放大因子的概念運用到在水平收縮下的斷層居中型褶皺作用，我們可預期撓曲的形態取決於下伏盲斷層的滑移，而此滑移為該斷層幾何形態的函數，亦即撓曲的形態隨下伏盲斷層的形態變化。我們也可預期斷層居中型褶皺的增長率為水平收縮量、斷層滑移量及力學層層厚和層數的函數。因此，在相同條件下，層面可自由滑動的斷層居中型褶皺的成長，將比層面被束縛（bonded）的斷層居中型褶皺，較為快速。



圖二 (A) 黏滯性複層所形成的褶皺之放大因子與波長對單層厚度比值的關係。此因子為波長對單層厚度比值的函數，層與層可自由滑動。層與介質有相同的黏滯性。(B) 複層為上下半無限介質包圍的圖例。複層層數 ( $N$ ) 為 6。

Fig.2 (A) Plots of amplification factor of periodic folds in viscous layers as a function of wavelength,  $L$ , normalized by layer thickness,  $h$ .  $N$  indicates number of layers in multilayer. Layers slip freely at contacts. Layers and surrounding medium have the same viscosity. (B) An example of a multilayer bounded above and below by semi-infinite media. The number of layers in the multilayer,  $N$ , is 6.

## 斷層居中型褶皺作用的邊界元素模型

我們發展了一套利用邊界元素的數值模擬軟體，利用此軟體我們可以設計不同的模型，進而檢驗斷層居中型褶皺在拱彎作用下的放大效應。相較於有限元素法，邊界元素法對具可滑動層面的斷層居中型褶皺的模擬相較容易，而且更有效率，因為邊界元素法僅需對斷層及層面分立化（discretized），不似有限元素法須對整個模型介質分立化。

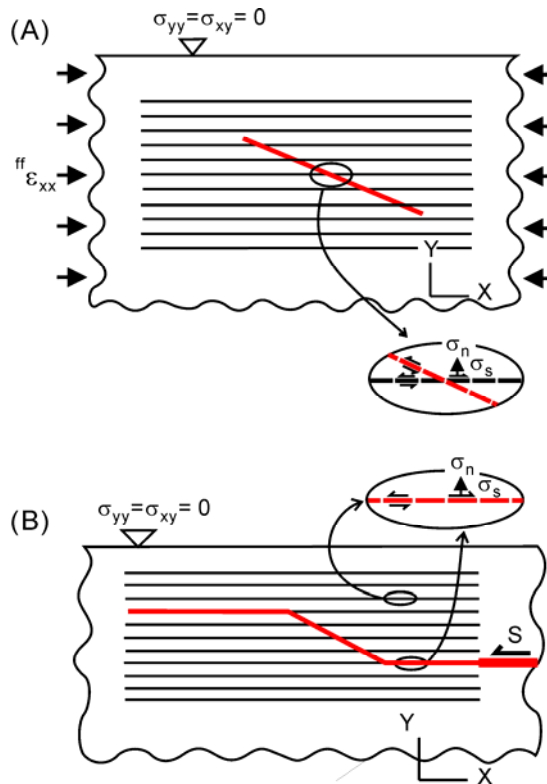
### 3.1 基本原理

在層狀的沉積岩中，因為上下岩層物理性質的差異，像是岩屑類的沉積岩的顆粒度或膠結程度的不同，使得其間出現力學性質上的弱面，當該岩體受力時，毗鄰的岩層將沿此弱面相對滑動。或像是薄弱層夾在較厚的堅硬岩層間，受外力時，剪應變（shear strain）將特別集中在這薄弱層，造成類似其兩側堅硬岩層相對滑動的現象。這些岩層的力學性質情況，在褶皺發展過程中具有相當的重要性，因為在平行岩層的壓縮載荷條件下，層與層的滑動將引發拱彎作用效應，因而加速撓曲岩層的成長，且可能發育成不同的幾何形態。。

我們透過彈性複層，模擬層間滑動的效應對斷層居中型褶皺的放大效應，圖三A和B示意兩類基本的模型和其邊界條件。我們模擬岩層中的力學複層，利用有限長度的彈性複層存在於均質的彈性介質中，層面起始時為水平。並以一傾斜的不連續面模擬斷層，此斷層可以是鑲嵌於力學複層中或在力學複層之下。一般而言，層面和斷層遵守庫倫摩擦定律（Coulomb friction law），亦即 $|\tau_s| \leq C + \mu\sigma_n$ ，不等式中 $\tau_s$ 為剪應力（shear stress）， $C$ 為凝聚力（cohesion）， $\mu$ 為摩擦係數（coefficient of friction）及 $\sigma_n$ 為正向應力（壓縮為正值）。在模擬的過程中，整體介質（medium）同時受一遠場收縮應變增量（increment）（圖三A）或在滑脫斷層（detachment fault）上受予一滑移增量（圖三B）。假如層面或斷層面上的剪牽引力（shear traction）超出剪力強度時，層面相互間及斷層將交互作用，產生滑動以消散（dissipate）超出的應力量，使層面及斷層面遵守庫倫摩擦定律。由前人的理論研究可預期層面上的凝聚力及摩擦係數對我們邊界元素模型中的褶皺形態將有相當的影響。例如Pfaff（1986）及Pfaff and Johnson（1989）展示在層面自由滑動的條件下，複層將形成曲滑的同心圓狀褶皺，而在層面具幕次黏滯強度的條



件下，複層則可形成具急折樞紐軸，且翼部筆直的共軛急折帶 (kink-bands)。然而在本文中，我們將注意力擺在無摩擦力 (frictionless) 且無凝聚力 (cohesionless) 的情況，亦即  $C = \mu = 0$ ，因為這樣的特殊條件，可使模擬的結果相對簡單，更易闡明拱彎作用效應對斷層居中型褶皺增長的貢獻。



圖三 斷層鑲嵌於沉積岩的模型。 $\sigma$ ：應力， $\sigma_n$ ：正向牽引力， $\sigma_s$ ：剪牽引力， $\epsilon_{xx}$ ：遠場應變及  $S$ ：滑移。彎曲的邊緣代表介質往該側無限延伸。(A) 平面斷層模型。載荷為遠場應變。(B) 斷坡模型。載荷為施於下斷坪的滑移量。

Fig.3 Geometry and boundary conditions of two models of a fault embedded in sedimentary layering. Notation is  $\sigma$ : stress,  $\sigma_n$ : normal traction,  $\sigma_s$ : shear traction,  $\epsilon_{xx}$ : remote strain and  $S$ : uniform slip. Undulated edges indicate that the medium extends to infinity. (A) Embedded fault case. The loading condition is horizontal shortening, i.e.  $\epsilon_{xx}$ . (B) Ramp fault case. The loading condition is a uniform displacement applied to a detachment fault along the lower.

在本研究中我們藉由邊界元素法透過線彈性理論 (linear elastic theory)，累加複層於每次小量的遠場壓縮應變 (far-field compressive strain) 下所造成的小變形，以求得在大縮短量下仍足夠精準的大變形，再藉由比較不同條件下所得的斷層居中型褶皺之形態，進而展示拱彎作用對該褶皺振幅的放大效應。然而值得注意的是我們採用線彈性極小應變 (infinitesimal strain) 的邊緣錯位 (edge dislocation) 解，但在每一次施予模型增量遠場應變 (far-field strain) 時，我們忽略初始應力所造成的非線性效應，這亦即假定每次施予模型遠場應變增量的當下，介質中的應力已透過某種機制予以消散。儘管我們並沒有明確地指出任何的機制，然而岩層中對應力的消散可透過以下的幾種方式，如微裂縫的形成作用 (micro-cracking, 例如：Meglis et al., 1995)、晶體顆粒邊界的滑動 (grain boundary sliding; 例如：Langdon, 1970)、雙晶的形成 (twining, 例如：Yamashita and Ojima, 1968)、壓溶作用 (pressure solution, 例如：McClay, 1977) 及礦物的再結晶作用 (recrystallization) (Sibson, 1986) 等。至於天然的褶皺在其形成的過程中，多少比例的應力是藉由這些機制消散，並不容易得知。明顯地，我們的方法運用到實際例子上仍有相當的不確定性，因此在評估分析結果時，必須注意這個假設。

此外，在本文的模型運算中，每次施予的遠場縮短應變增量為0.02或更小。0.02的應變量為線彈性理論許可值的二十倍大。於附件A2中，我們驗證以此量為模型運算中的遠場應變增量所得結果，並未造成與用更小的增量所得的結果有可察覺的差異，這證明了0.02的縮短應變增量並沒對模型造成嚴重的限制，且提昇了模擬的效率。

### 3.2 邊界條件

本研究主要分析兩類基本的模型及其不同的受力方式。其中一模型，平面斷層鑲嵌於力學層或在力學層下方的介質中，力學層及介質同時受一平行層面的收縮載荷 (圖三A)。另一模型為斷坪—斷坡—斷坪形型斷層 (例如：ramp fault) 鑲嵌於力學層中，其載荷方式為在與力學層右端同位置的下斷坪，連接一半無限長 (semi-infinite) 的左移邊緣錯位，這一載荷方式雷同於從模型右側對斷層上盤的力學層施予一向左的等量位移 (uniform displacement) (圖三B)。

在這兩個模型中，我們利用Crouch and Starfield (1983) 所發展的位移不連續法 (displacement discontinuity method) 將斷層和層面分立化，使它們變成由許多等長的短元素 (element) 所組成。我們設定這些元素皆無剪牽引力 (shear traction；即應力張量在特定面上的向量與該面平行的分量) 及無橫跨元素的正向錯距。無剪牽引力的設定，使元素受外力時，其兩面可自由滑動無阻抗；無正向錯距的設定，則避免元素的兩面開離或其兩側的介質相互重疊。

以下列舉這兩個基本模型的條件：(1) 所有元素皆設定為無剪牽引力及無正向錯距。(2) 介質僅往下無限延伸。如此，介質的上界面無正向牽引力 (normal traction) 及無剪牽引力，雷同於地表面。(3) 坐標系統的垂直基準固定在模型的上界面之平坦處。(4) 介質和力學層有相同的彈性性質，泊松比 (Poisson's ratio) 設定為0.25。(5) 在平面斷層嵌於力學層中或力學層下的模型，斷層和力學層皆為有限長，模型的運算時，每次的載荷增量最大為0.02的遠場水平壓縮應變，累積總量則以收縮量稱之。(6) 在斷坡型斷層鑲嵌於力學層中的模型，力學層為有限長，一無限長的邊緣錯移銜接在下部斷坪之後。

### 3.3 模擬

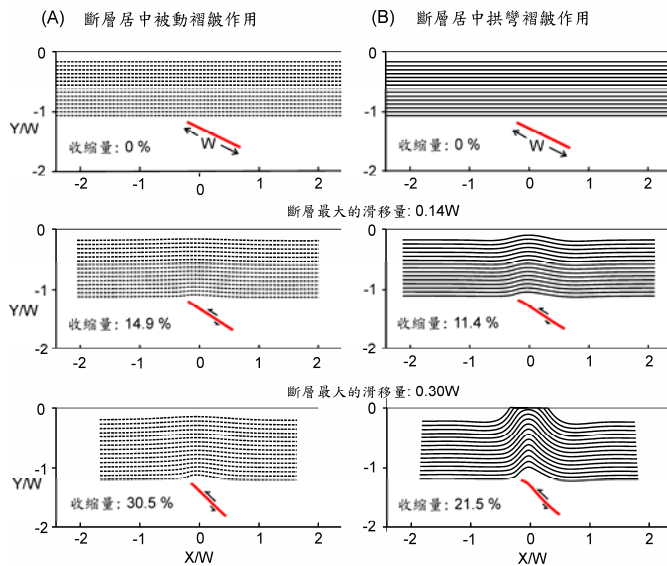
我們展示在不同的斷層幾何形態或背景架構下所產生的褶皺。每一個案中我們比較由力學層所形成的褶皺和由被動標誌層 (passive markers) 所形成的褶皺。由力學層所成的褶皺，以其斷層形態稱為斷層居中拱彎褶皺 (fault-cored buckle folds) 和斷坡拱彎褶皺 (ramp-cored buckle fold)，由被動標誌層所成的褶皺稱為斷層居中被動褶皺 (fault-cored passive folds) 和斷坡被動褶皺 (ramp-cored passive fold)。

#### 3.3.1 平面斷層於上覆層狀沉積岩的岩盤中

這個案例是模擬斷層存在於塊狀的岩石基盤中，且有層狀的沉積岩上覆於基盤，沉積岩褶曲為一背斜構造，坐落在鄰近斷層上尖端的位置。這樣的地質架構極類似基盤錯動褶皺。在模型中，我們是以一不連續面鑲嵌在半空間 (half-space) 介質及上覆的力學複層來模擬這樣的地質架構，模型中的斷層不會擴展，且初始傾角為25度。各欄展示三個階段時的褶皺，這三階段為斷層上累積的最大滑移量分為 $0W$ 、 $0.14W$ 及 $0.3W$ 時。 $W$ 為斷層的初始長度(即

斷層初始在傾角方向兩端點間的距離)，除特別說明外，本文底下 $W$ 即為此定義。

圖四兩欄中的斷層居中被動背斜與斷層居中拱彎背斜的差異，歸納如下：(1) 右欄中拱彎背斜的振幅，明顯較左欄被動背斜的振幅成長快速許多。本文所謂的背斜的振幅，為同一層面在背斜的頂點及背斜兩側其一的向斜底部的垂直高差。(2) 在斷層上累積的最大滑移量為 $0.3W$ 時，拱彎背斜為近乎對稱，且具緊湊的背斜樞紐及圓曲的翼部；相對之下，被動背斜，寬廣不突顯。(3) 在背斜波長的比較，本文所謂的背斜的波長，為同一層面在背斜兩側的向斜樞紐軸的水平直線距離，拱彎背斜明顯短小許多。(4) 拱彎背斜的平均振幅對最大的斷層滑移量的比值為1.1；被動背斜的平均振幅對最大的斷層滑移量的比值為0.23。換言之，拱彎背斜的平均振幅約為被動背斜的平均振幅的五倍大。

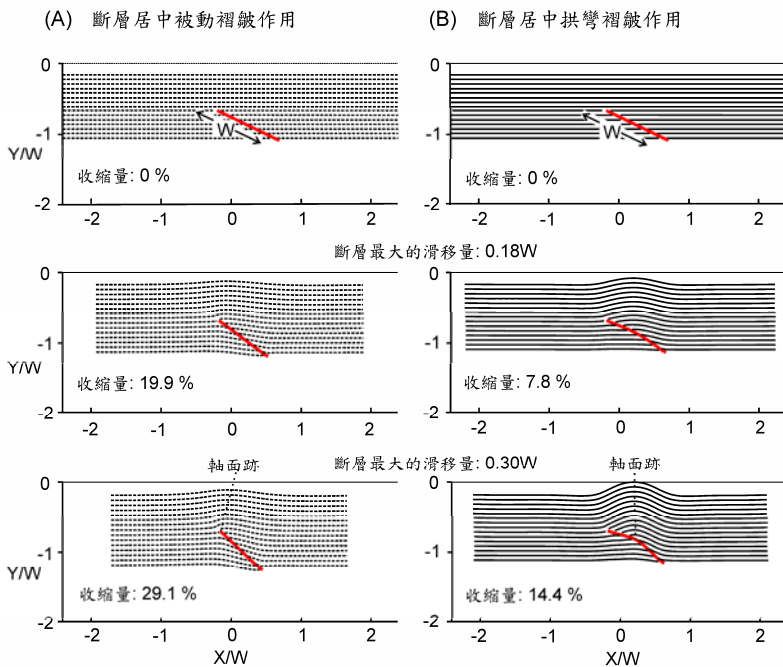


圖四 平面斷層存在於層狀沉積岩下伏的岩盤中的模型。 $W$ 為斷層初始長度。斷層初始傾角 $25^\circ$ 。模型中若介質高於地平面( $Y/W=0$ )則為侵蝕殆盡。(A)斷層居中被動褶皺(亦即層面完全束縛)。(B)斷層居中拱彎褶皺(層與層可自由滑動)。

Fig.4 Models of fault in basement underlying sedimentary layering, where  $W$  is initial fault width. Fault dips  $25^\circ$  at onset. Material above ground surface ( $Y/W=0$ ) is eroded away. (A) Fault-cored passive fold (layers are passive markers.) (B) Fault-cored buckle fold (layers slip freely at contacts).

### 3.3.2 平面斷層於層狀的沉積岩中

這個案例的地質背景類似前例，但將斷層的位置從下伏基盤中移至層狀的沉積岩中，褶曲沉積岩所成的背斜，大致位在斷層的上方位置。我們以一力學複層，並於其中鑲嵌一傾斜的不連續面，及下伏於力學複層的半空間（half-space）介質，來模擬這樣的地質架構。斷層的初始傾角如前例為25度。我們同時展示此模型下的斷層居中被動背斜與斷層居中拱彎背斜，於斷層上累積的最大滑移量分為 $0W$ 、 $0.18W$ 及 $0.3W$ 時的三個階段（圖五）。結果中的拱彎背斜的頂點（crest）約相當於斷層中間的上方，明顯不同於前例中拱彎背斜位於斷層的上尖端的上方。



圖五 平面斷層於層狀沉積岩的模型。 $W$ 為初始斷層長度，斷層初始傾角25度。模型中若介質高於地平面（ $Y/W=0$ ）則為侵蝕殆盡。(A) 斷層居中被動褶皺。(B) 斷層居中拱彎褶皺。

Fig.5 Models of a fault embedded in layers.  $W$  is initial fault width. Fault dips  $25^\circ$  at onset. (A) Fault-cored passive fold (layer interfaces are bonded). (B) Fault-cored buckle fold (Layers slip freely at contacts).

此個案的斷層居中被動背斜與斷層居中拱彎背斜的差異，歸納如下：(1) 拱彎背斜的振幅，明顯較被動背斜的振幅成長快速許多。(2) 在斷層上累

積的最大滑移量為 $0.3W$ 時，拱彎背斜較被動背斜緊湊及有較陡的兩翼。(3) 拱彎背斜類似同心圓狀，被動背斜則有某種程度上的不對稱，其背斜左翼較右翼短(4) 在背斜波長的比較，拱彎背斜短小些。(5) 拱彎背斜的平均振幅對最大的斷層滑移量的比值為0.6；被動背斜的平均振幅對最大的斷層滑移量的比值為0.3。換言之，拱彎背斜的平均振幅約為被動背斜的平均振幅的兩倍大。

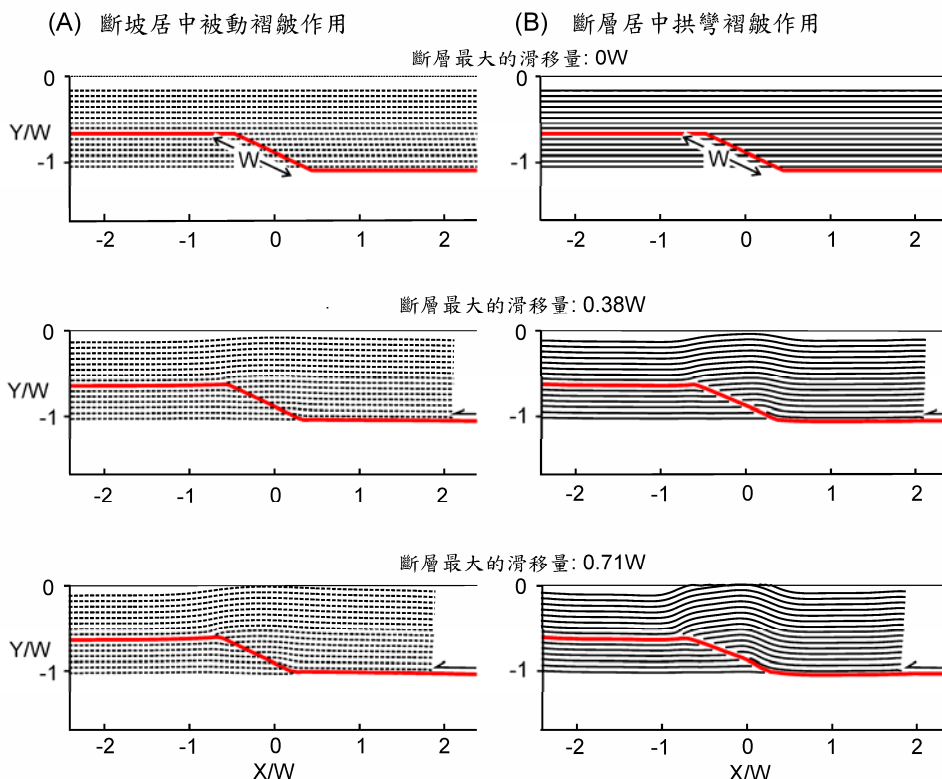
### 3.3.3 斷坡形斷層於層狀的沉積岩中

這個案例的地質背景為斷坪－斷坡－斷坪形的斷層存在於層狀的沉積岩中，上盤中褶曲而成的背斜位居在斷坡上方。我們利用一力學複層並設計一斷坪－斷坡－斷坪形的不連續面鑲嵌於其中，再讓下斷坪的位置與下伏介質的上界面吻合，並在下斷坪於力學層右端相當的位置銜接一半無限長的邊緣錯位，來模擬此斷坡背斜。模擬時，在這邊緣錯位給予一左移的錯移增量，模型中的變形皆由邊緣錯位上左移的錯動所造成。如同前兩例的三個階段（圖六），斷層的最大滑移量分別為 $0W$ 、 $0.38W$ 及 $0.71W$ ，但這案例中的 $W$ 為斷坡的長度，非斷層總長。斷坡的初始傾角為25度。背斜形成於斷坪上方。斷坡拱彎背斜和斷坡被動背斜形態明顯不同，異同處歸納如下：(1) 如前兩個案，拱彎背斜的振幅，明顯較被動背斜的振幅成長快速許多。(2) 斷層上累積的最大滑移量為 $0.71W$ 時，拱彎背斜的形態類似箱形，有近乎平坦的頂部及兩面向不同的緊湊剪切帶（localized shear bands），兩剪切帶分別位在斷坡與斷坪轉折處上方的位置。這樣緊湊的兩翼，各翼中的層面具相同的傾角。此似箱形的褶皺形態類似以非均向（anisotropic）材質所得的斷坡被動背斜（例如：Erickson et al., 2001），也類似Suppe（1983）所提出的角形斷層轉折褶皺（angular fault-bend folds）；然而我們的模型所得的拱彎背斜的平坦頂部並非水平，此與角形斷層轉折褶皺的運動學中的假設不同。(3) 在背斜波長的比較，無明顯差異。(4) 拱彎背斜的平均振幅對最大的斷層滑移量的比值為0.27；被動背斜的平均振幅對最大的斷層滑移量的比值為0.15。換言之，拱彎背斜的平均振幅約為被動背斜的平均振幅的兩倍大。

### 3.4 褶皺形式的變化

我們已經展示斷層居中型背斜，會因其下伏斷層的幾何形態、層面的特性和受力方式及大小的不同，而有相當的形態上的差異。在這章節的最後我

們以斷層在下伏層狀沉積岩的基盤為例，進一步檢驗尚未提及的兩因素對模型中背斜形態之影響。這兩個因素分別為，背斜形成的所在深度，換言之，即地表自由面的影響，另一個為力學單層的層厚，此可想成當力學複層的總厚固定時，力學層數量不同所造成的影響。檢驗的目的主要要了解這兩個因素如何影響背斜振幅及波長的成長之變化。簡單地，歸納分析結果如下，拱彎背斜的個別褶曲層面的振幅有隨近自由面（亦即地表面）而變大的趨勢，且其形態上較為緊湊；此外，背斜的成長速度與力學層的數量成正相關。

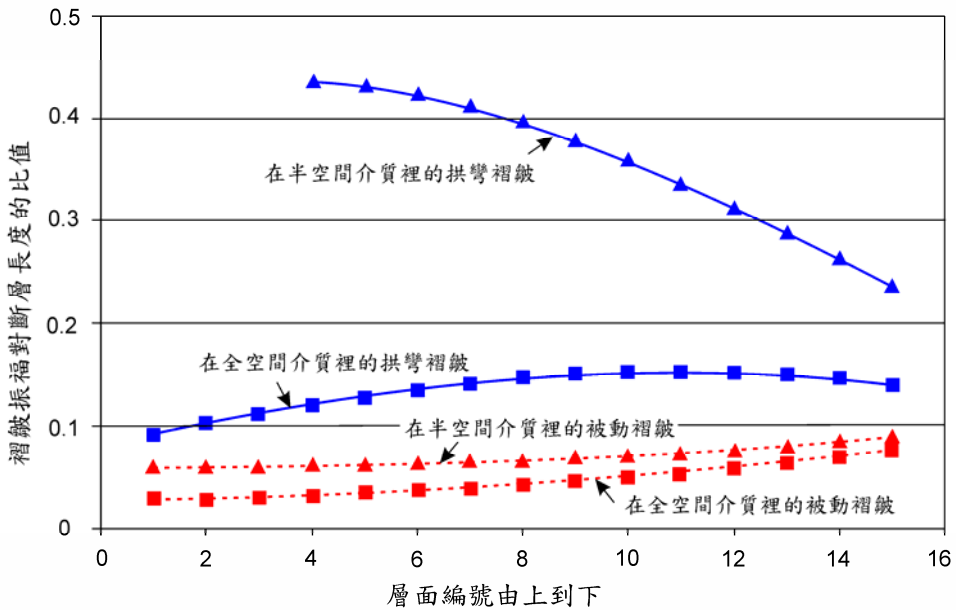


圖六 斷坡形斷層於層狀的沉積岩的模型。 $W$  為斷坡初始長度，斷坡初始傾角 25 度，最大的斷層滑移量為施於下斷坪的錯移量。模型中若介質高於地平面 ( $Y/W=0$ ) 則為侵蝕殆盡。(A) 斷坡居中被動褶皺。(B) 斷坡居中拱彎褶皺。

Fig.6 Models of a ramp anticline.  $W$  is the width of the ramp and initially dips  $25^\circ$ . The maximum fault slip is the amount of displacement applied to the right of the model above the detachment. Material above ground surface ( $Y/W=0$ ) is eroded away. (A) Ramp-cored passive fold (layer interfaces are bonded). (B) Ramp-cored buckle fold (layers slip freely at contacts).

### 3.4.1 地表自由面

圖七為背斜的各別褶曲層面的振幅與該層面位置的關係曲線，其中我們將振幅用初始斷層的長度加以常態化。這些曲線分別代表圖四中形成於最大斷層滑移量為 $0.3W$ 的兩背斜及另外兩個全空間（full space）裡形成的背斜。所謂的全空間，亦即類似在我們的模型中將力學複層及斷層往下移至極遠離自由面的位置。圖七中拱彎背斜的振幅明顯大於被動背斜，且兩被動背斜的振幅皆往上遞減；但遠離地表的拱彎背斜之振幅，則往上先增後減，更特別地是近地表的拱彎背斜之振幅僅往上遞增，這明顯為地表自由面的效應。



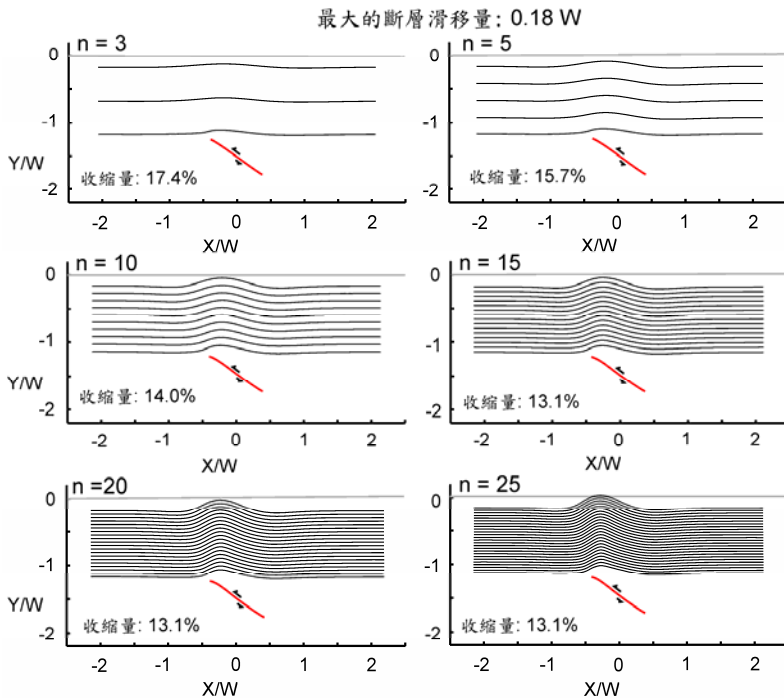
圖七 圖四底列兩形成於半空間介質的背斜及另兩形成於全空間介質的背斜的振幅之比較。拱彎背斜的振幅為被動褶皺的兩倍以上。被動褶皺的振幅向上（亦即層的編號變小）遞減。半空間的拱彎褶皺的振幅向上遞增。全空間的拱彎褶皺的振幅向上先增後減。

Fig.7 Comparison of amplitudes of folds in Figure 4 and amplitudes of fault-cored passive and buckle folds in full-space media. The amplitudes of the buckle folds are approximately twice or even greater than the amplitudes of the passive folds. The amplitudes of folded interfaces of passive folds increase with layer interface number, that is, the interface is away from the upper fault. The amplitudes of folded interfaces of buckle fold in half-space medium decrease with layer interface number. The amplitudes of folded interfaces of buckle fold in full-space medium increase firstly and then decrease as layer interface number increases.



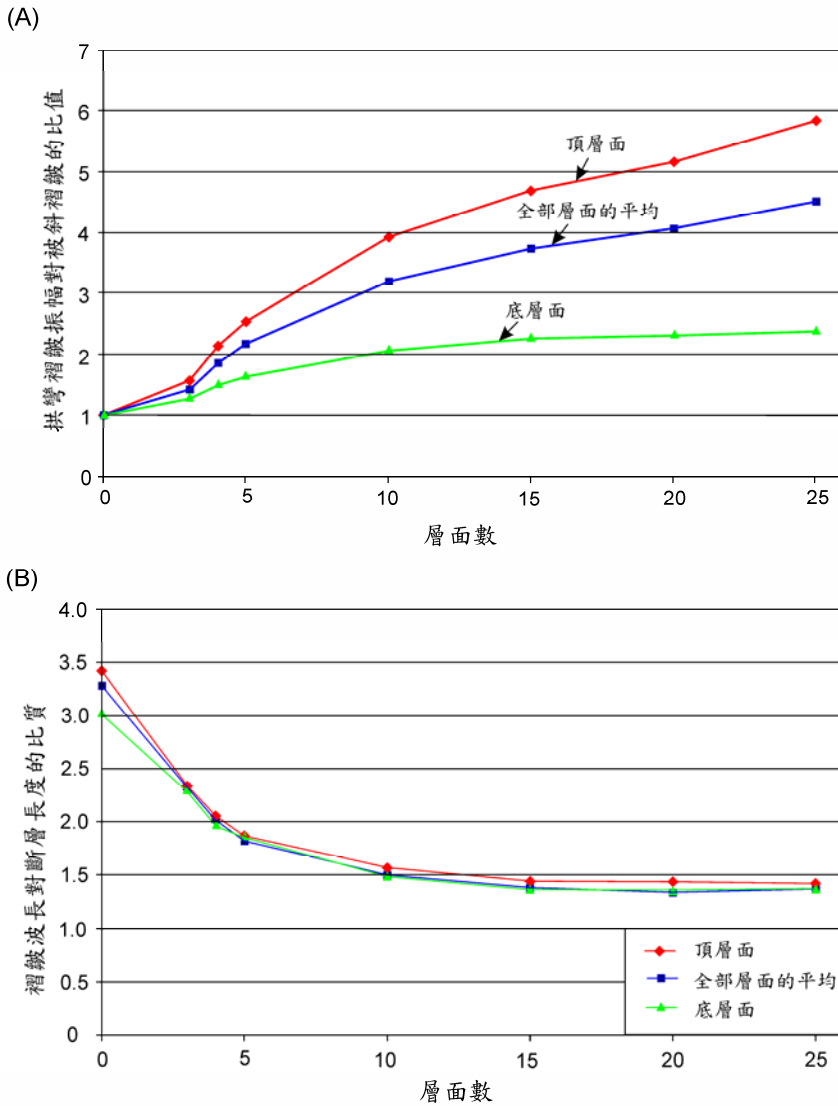
### 3.4.2 力學單層的厚度

圖八為一系列具不等數量的力學層之斷層居中拱彎背斜。圖中拱彎背斜的力學單層的初始厚度在同一背斜厚度皆同，但於不同背斜則各異。至於力學複層的總厚度於各背斜皆相同。這些背斜皆形成於最大斷層滑移量為  $0.18W$  時。圖九A中展示這些拱彎背斜對被動背斜的各褶曲層面的振幅比，與層面數量 ( $n$ ) 的關係。該圖顯示拱彎背斜的振幅放大量隨層面數增大而變大。該層面數量為25的拱彎背斜之振幅可達被動褶皺之振幅的6倍大。各拱彎背斜的波長與層面數的關係展示在圖九B中，我們以斷層的初始長度將波長常態化。該圖顯示拱彎背斜的波長隨層面數而變短。此外，當層面數等於或大於10時，拱彎背斜對被動背斜（亦即  $n = 0$ ）的波長比小於0.5。



圖八 斷層鑲嵌於力學層之模型。模型中最大斷層滑移量皆相同，為  $0.18W$ 。 $W$  為斷層初始長度。 $n$  為層面數。

Fig.8 Models of a fault embedded in mechanical layers. The faults in all models have the same maximal fault slip of  $0.18W$ .  $W$  is the initial fault width.  $n$  is number of layer interfaces.



圖九 不同數量的力學層所成的褶皺形式之比較。(A) 圖八中的拱彎褶皺對其相當的被動褶皺之振幅比與力學層層面數量的關係。(B) 圖八中的拱彎褶皺的波長對斷層初始長度的比值與力學層層面數量的關係。

Fig.9 Comparisons of fold forms with different number of layer interfaces. (A) Plot of ratio of amplitude of the fault-cored buckle fold in Figure 8 to the amplitude of the comparative fault-cored passive fold vs. number of layer interface. (B) Plot of ratio of fold wavelength to the initial fault width vs. number of layer interfaces.

## 斷層居中型背斜實例分析

接下來我們將檢驗美國西部的幾個斷層居中型背斜。分別為在懷俄明州有豐富地表及地下資料的Pitchfork 背斜及加州中部一系列近年來相當活躍的背斜。

### 4.1 懷俄明州的 Pitchfork 背斜

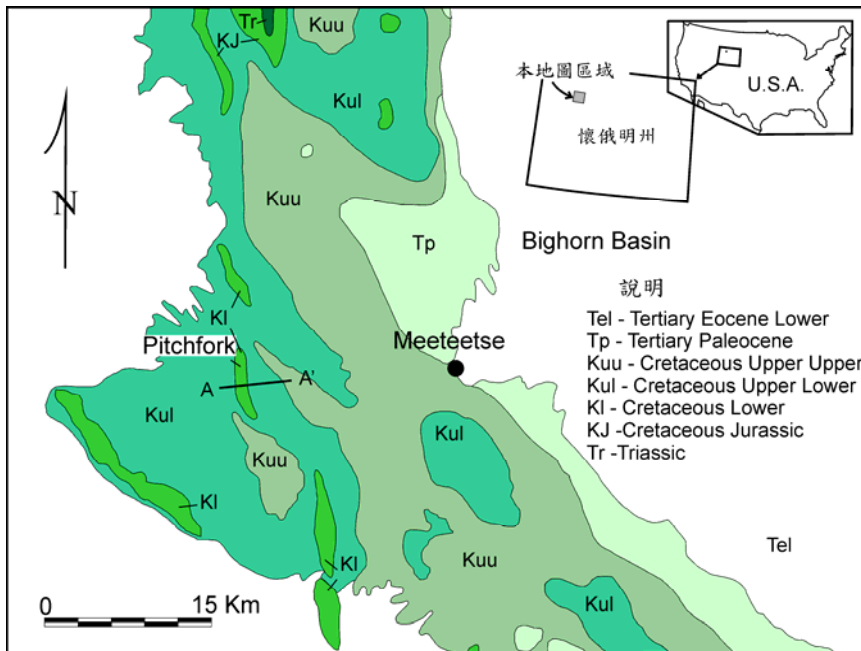
Pitchfork 背斜為美國西部懷俄明州Big Horn Basin在Laramide造山時期（晚白堊紀到早第三紀）形成的許多背斜之一。這些公里尺度的背斜，環繞Big Horn Basin邊緣分布（圖十）。其走向（trend）大致為西北-東南到南北向。且一般而言，背斜為不對稱形態，在盆地西部的背斜之軸面及其下伏斷層之斷層面向東傾；在東部則向西傾。Stones（1983a, 1983b）認為這些背斜為逆斷層-褶皺構造（thrust-fold structure），它們形成的可能原因為先由在前寒武紀花崗岩質的基盤逆向滑移（reverse-slip）開始，應變傳遞至上覆的古生代石灰岩和中生代的岩屑類沉積岩中。該逆斷層的滑移量往上遞減，但褶皺的作用量相對往上遞增，整體的收縮量在基盤中以逆斷層的方式調適，但在中生代的沉積岩中，則以褶皺的形式吸收。

Pitchfork 背斜呈現緊湊的褶皺形態，並且背斜中的地層落差（stratigraphic throw）有向上遞增的現象。這裏所謂的地層落差，為同一地層在Pitchfork 背斜的前翼向斜底部及其頂部的垂直高程差。這些特徵與先前我們介紹的斷層居中拱彎背斜的重要特徵相符。底下我們將展示Pitchfork 背斜的許多特徵，可以在水平收縮作用下，由一套上覆於逆斷層的力學複層之褶曲變形予以模擬。

#### 4.1.1 背斜的形態

圖十一為Durdella（2001）利用地表地質資料、井孔的資料及震測剖面予以繪製的Pitchfork 背斜剖面。該背斜有兩個特別的幾何形態上的特徵，其一為該背斜的兩翼圓滑（rounded）而非平面（planar），並且有緊湊的現象，其二為該背斜的振幅有往上遞增的現象，亦即背斜中的地層落差有向上遞增的趨勢。這裏所謂的地層落差，為同一地層在Pitchfork 背斜的前翼向斜底部及其頂部的垂直高程差。從寒武紀的基盤至近地表的白堊紀地層的地層落差約增加50%。

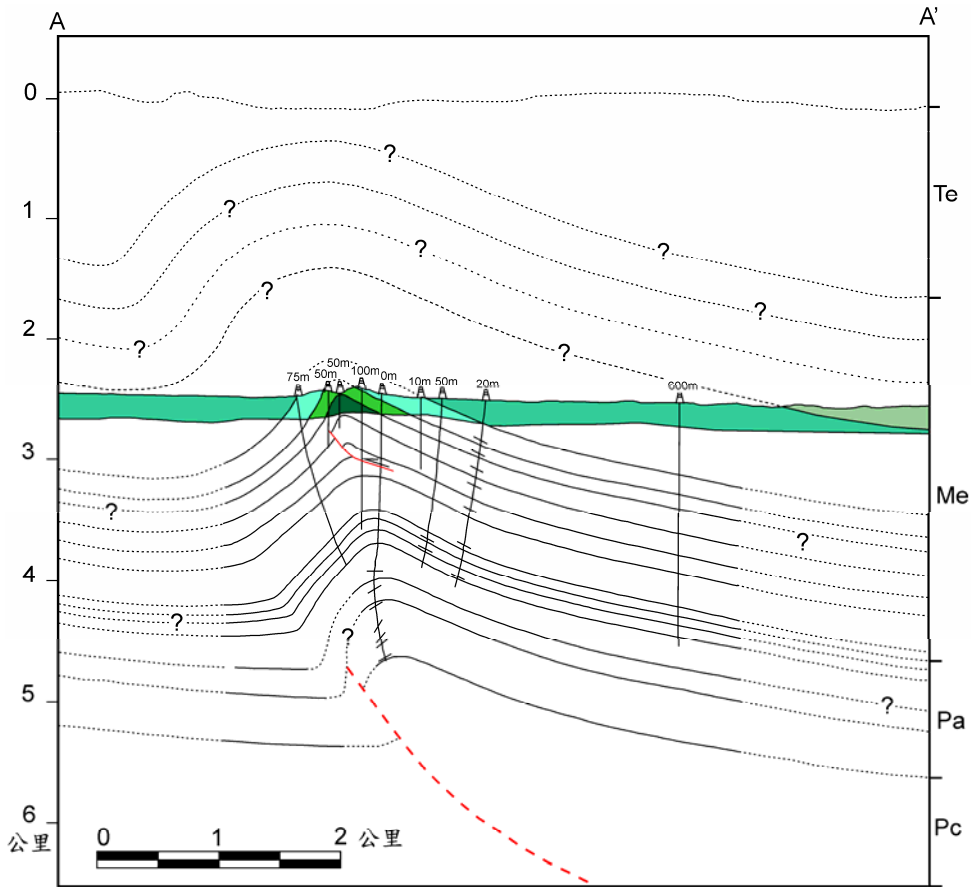
前人對Pitchfork 背斜的研究主要可分為兩類，早期的研究集中在對出露於地表的構造形態之描述，甚少涉及到分析。稍後的研究著重在背斜的分類（亦即加以命名），及推測可能的形成歷史。Petersen（1983）合併了許多井孔資料，對其命名為“前陸滑脫構造”；Stone（1993）利用地表資料、孔錄及震測資料，繪製該背斜的剖面，並命名為逆斷層-褶皺（thrust-fold）；Chester and Chester（1990）則為該背斜設計了一套運動學模式。



圖十 Bighorn Basin 西部的地質圖。A-A'為圖十一的 Pitchfork 背斜剖面位置。  
Fig.10 Geologic map of the west flank of the Bighorn Basin, showing the location of Pitchfork anticline. A-A' is the location of profile in Figure 11.

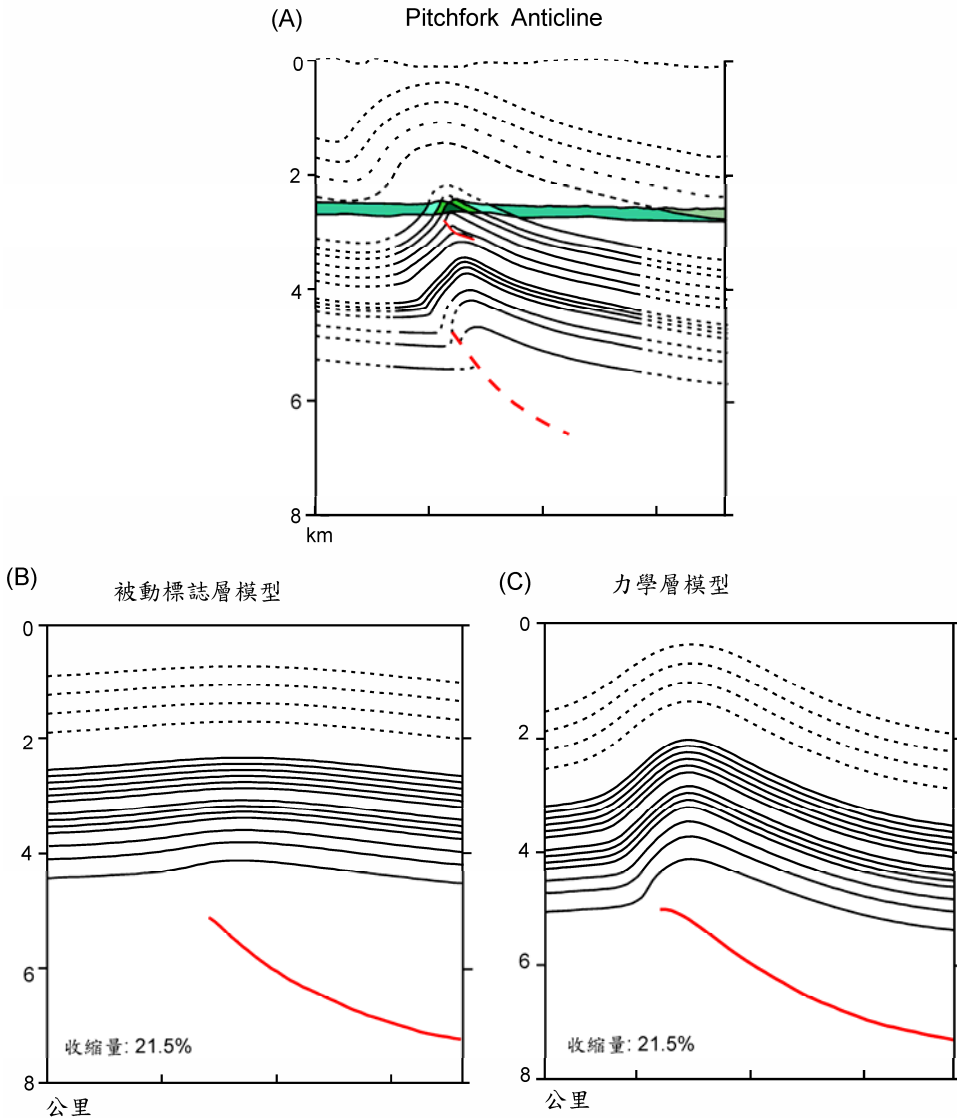
#### 4.1.2 力學分析

Durdella（2001）指出在單一逆斷層的力學模式中，其上覆的被動標誌層無法產生類似Pitchfork 背斜的幾何特徵。他的模型是在一圓滑曲面的斷層（listric fault）上施予一滑移量，透過邊緣錯位（edge dislocation）的位移解，求得變形後的褶曲被動標誌層，載荷方式不同於我們先前介紹的水平收縮。因此，我們展示水平收縮的斷層居中型被動褶皺於圖十二B，儘管模型



圖十一 Pitchfork 背斜的剖面 (Durdella, M. J., 2001)。此圖基於地表地質資料、井錄和震測剖面。Pc：前寒武紀，Pa：古生代，Me：中生代，Te：第三紀。圖中的實線代表該層面的實際位置；虛線則為包括投影至地表以上的地層及推測的地下層面。剖面位置於圖十中以 A-A' 表示。

Fig.11 Reconstruction of the Pitchfork anticline based on the combination of surface data, well logs and a seismic profile, where Pc is Precambrian, Pa is Paleozoic, Me is Mesozoic and Te is Tertiary. Numbers above each well indicate the distance it was projected to the line of transect. The location of this profile is shown in Figure 10. Formations are projected above the ground surface to show extent of strata incorporated in the folding of the Pitchfork anticline (Durdella, M. J., 2001).



圖十二 Pitchfork 背斜與收縮量為 21.5% 的模擬結果。(A) Pitchfork 背斜的剖面。(B) 被動褶皺模型。(C) 拱彎褶皺模型。

Fig.12 Comparison of the Pitchfork Anticline and results from the passive marker model and mechanical layer model. (A) Pitchfork Anticline based on the combination of surface data, well logs and a seismic profile (Durdella, M. J., 2001). (B) Passive layer model. A broad asymmetric anticline forms above the upper tip of a curved fault under horizontal shortening of 21.5%. (C) Mechanical layer model. A tight asymmetric anticline forms above the upper tip of a curved fault under a horizontal shortening of 21.5%.

的斷層有近乎由相關資料推測的實際斷層滑移量（參及圖十二A），但模型的背斜明顯地振幅太短、波長太長且兩翼不過緊湊；再者模型的背斜之振幅往上遞減，與實際不符。

另一個力學模型為Durdella（2001）所考量的是基盤錯移褶皺模型。他同時以等向及不等向的黏滯性介質進行模擬，所得結果在等向介質中褶曲的標誌層在前翼的傾角越離開斷層前端越小，不似Pitchfork 背斜的前翼岩層陡峭傾角皆相近。儘管不等向介質模型改善許多，但模型中的褶皺的背斜樞紐並不够緊湊，且後翼平直而不似Pitchfork 背斜的後翼岩層成圓滑曲面狀。我們針對Pitchfork 背斜的形態特徵，利用先前我們介紹的斷層居中拱彎背斜，讓一圓滑曲面的斷層存在於一套不等厚的力學複層之下，圖十二C展示模擬的結果，圖中的背斜與Pitchfork 背斜的許多形態上的特徵相似，包括其整體形態上的狹窄、樞紐緊湊、前翼的岩層傾角皆近似、後翼圓滑及振幅向上遞增等等。

儘管我們並未企圖模擬Pitchfork 背斜所有的形態上的細節。但從圖十二可以明顯的看出斷層居中型拱彎背斜（圖十二C）與Pitchfork 背斜的顯明特徵皆相符合，而斷層居中型被動背斜（圖十二B）則大有出入。因此，我們結論拱彎作用效應為Pitchfork 背斜演化上的一重要機制。

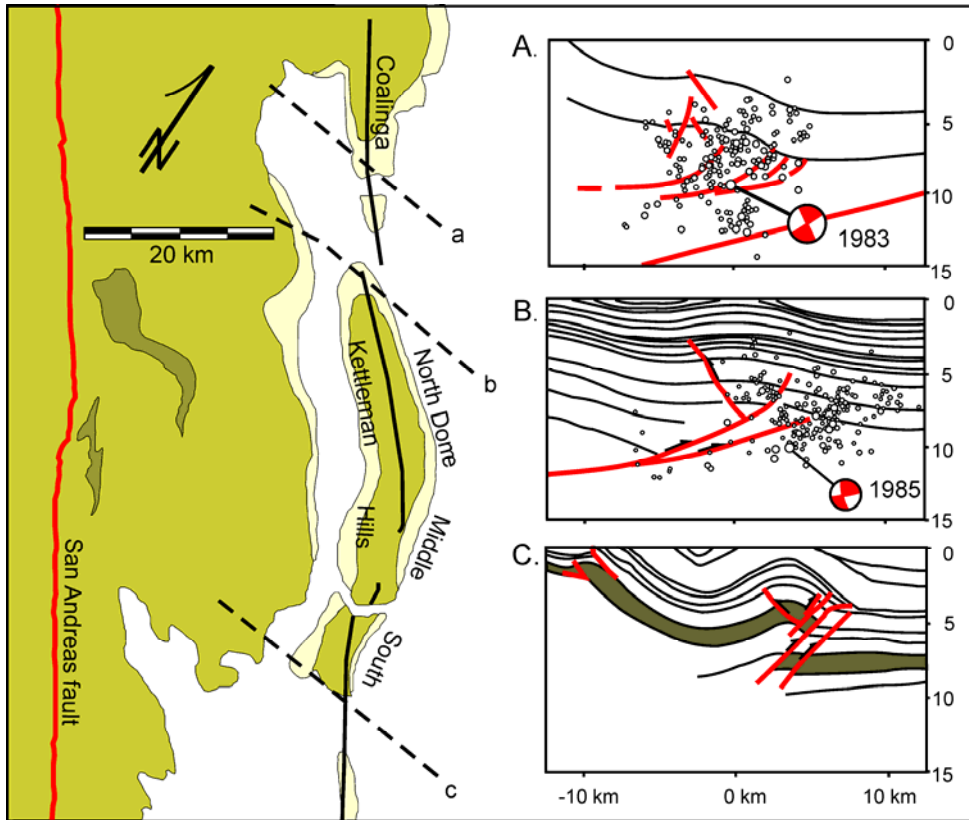
## 4.2 美國加州中部的 Coalinga 背斜及 Kettleman Hills 背斜

Pitchfork 背斜形成年代久遠，目前已不再活躍，所以我們無法直接驗證是否可透過我們的模型將斷層的滑移增量與背斜的增長相關聯起來。因此，接下來我們利用1983及1985年美國加州中部Coalinga及Kettleman地區的同震垂直位移資料，透過模型，探討近期兩地的斷層活動與背斜增長的關聯性。

### 4.2.1 背景架構

美國加州中部，大約在離San Andreas斷層東邊30公里的San Joaquin Valley西緣，有一長串以雁形排列的第四紀背斜，總長約為110公里，（圖十三）。這些背斜的褶皺軸近乎平行於San Andreas斷層。從1982年到1985年相繼發生三個中級地震（ $5.4 \leq M_w \leq 6.5$ ），震源位在這長串背斜下伏的逆斷層上（例如：Stein and Ekström, 1992）。圖十三為利用井孔及反射震測資料

所繪製橫跨這些背斜的剖面(Stein and Ekström, 1992; Wentworth and Zoback, 1989; Meltzer, 1989)。



圖十三 Coalinga 及 Kettleman Hills 地區的地質圖及剖面 (修改至 Stein and Ekström, 1992)。剖面根據震測資料繪製。(A) Coalinga 背斜剖面及 1983 年地震的斷層面解。規模較小的地震投影位置以小圓圈表示。(B) Kettleman Hills North Dome 及 1985 年地震的斷層面解。規模較小的地震投影位置以小圓圈表示。(C) Kettleman Hills South Dome。

Fig.13 Geological map and cross sections of Coalinga and Kettleman Hills (modified after Stein and Ekström, 1992). Geometry is based on seismic reflection images. (A) Coalinga profile with focal mechanism for 1983 earthquake. Hypocenters of small earthquakes are shown with small circles. (B) Kettleman Hills' North Dome with focal mechanism for 1985 earthquake. Hypocenters of small earthquakes are shown with small circles. (C) Kettleman Hills' South Dome.

如同引言中所提及，文獻建議 Kettleman Hills 背斜的形成，主要為其下伏逆斷層在數次中級地震時滑移所致，這一建議主要是基於 1983 年 Coalinga 地震前後的水準測量所得的同震垂直位移場與 Coalinga 背斜的幾何形態相



似。然而，1985年Kettleman地震同震垂直位移等值線的頂部則往Kettleman Hills North Dome背斜軸的東北邊偏移了約3公里（圖十四A）。Stein and Ekström（1992）建議這North Dome由一系列發生在其下伏斷層上的地震所造成，1985年地震也不例外，但可能該斷層已經向東北方向遷移（migrate），致使1985年地表同震位移場往背斜軸跡（fold axial trace）的東北方移動。

我們將提出對此現象的另一可能的解釋，並予以檢驗它的可能性。先簡單地歸納我們分析後所得的結論，1985年的地震可能為發生在背斜下伏的盲斷層上，至於同震位移場與背斜的位置之所以不符，可能是該背斜並非單純僅由一系列地震時斷層的滑移所造成，拱彎作用可能有極大的影響。

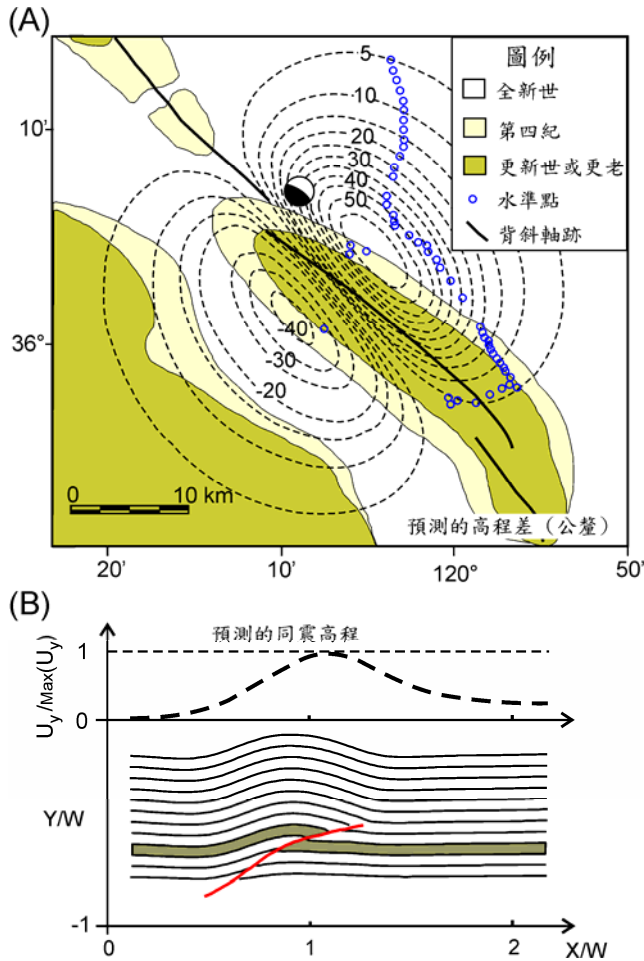
#### 4.2.2 力學分析

在圖五中的右欄底列的拱彎背斜，顯明可見背斜與斷層的上尖端的水平位置上有相當的差距；不同於左側的被動背斜，這兩位置幾乎相當。圖十四B為一模擬Kettleman Hills North Dome的斷層居中拱彎背斜，及類似在地震時僅由該背斜下伏盲斷層滑移所產生的垂直位移。此似同震垂直位移場的最大位移量的位置與該模擬背斜軸部的位置明顯偏移，這兩個位置上的相對關係，相似於1985年Kettleman地震的現象，同震垂直位移場向該背斜的前翼偏移。根據模擬結果，我們建議Kettleman地震可能發生在背斜下伏盲斷層上，盲斷層並不須要遷移，仍可符合同震垂直位移場，然而Kettleman Hills North Dome的形成，可能不僅為斷層的滑移所造成，拱彎作用可能有極大的影響。

再者Kettleman Hills South Dome的地下形態（圖十三C），可進一步證明拱彎作用可能對Kettleman Hills 背斜有顯著的貢獻。圖十五中我們比較兩不同模式下所得的拱彎及被動背斜與實際的South Dome背斜形態，模式中初始的斷層角度皆為45度，圖十五B中的拱彎背斜與Kettleman Hills South Dome極為吻合，兩者皆為緊湊且略不對稱的背斜。圖十五C中縱使斷層上的滑移量與實際的斷層滑移量相當，然而其振幅及波長明顯不同於Kettleman Hills South Dome。

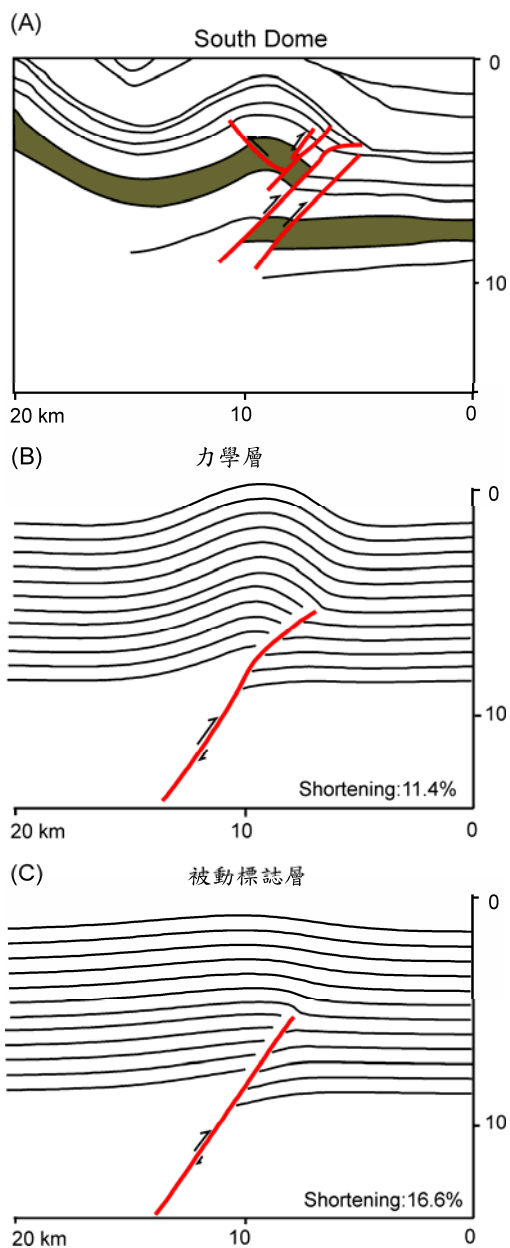
儘管Kettleman Hills 背斜的分析具啟發性，但仍尚未完備。如果能進一步確定該背斜在震間及長期的變形行為，將對該背斜的形成機制的了解，有極大的幫助。因此震間的地表變形測量與分析和全新世（Holocene）以來的地形證據的檢驗，將有助於對該背斜的短期及長期的變形行為之了解，進而

透過模型，將可確定是否背斜的形成，為斷層滑移或拱彎作用或者是其他機制。



圖十四 1985年 Kettleman Hills 地震的同震高程位移。(A) 由逆錯移在矩形錯移面所產生的同震預測高程位移場 (Ekström et al., 1992)。(B) 斷層居中拱彎褶皺模型及其斷層滑移產生同震高程位移。 $W$  為斷層的初始長度； $U_y$  為垂直位移。

Fig.14 Predicted elevation change of 1985 Kettleman Hills earthquake. (A) Vertical deformation field predicted from a rectangular dislocation with reverse slip (Ekström et al., 1992). (B) Model of a fault embedded in mechanical layers like in Figure 5.  $W$  is initial width of the fault and  $U_y$  is vertical displacement. The plot of coseismic uplift attributed to only fault slip in the upper part of (A) is centered above the forelimb of Kettleman Hills Anticline, much like the observed pattern in (B).



圖十五 South Dome 背斜及其模擬結果的比較。(A) Kettleman Hills South Dome 剖面 (擷取自圖十三 C)。(B) 斷層居中拱彎褶皺模型的結果。(C) 斷層居中被動褶皺模型的結果。

Fig.15 Comparison of the South Dome anticline and simulations. (A) Profile of Kettleman Hills' South Dome (profile in Figure 15c). (B) Result from the mechanical layer model. (C) Result from the passive marker model. The anticline in (B) resembles the South Dome anticline better than the anticline in (C).

## 結論

我們展示在水平收縮下，岩層相對滑動所致的拱彎作用，可造成在逆斷層上方的背斜之振幅有明顯的放大效應。因此類似的研究中，如背斜的形成方式雷同本研究中的斷層居中拱彎背斜，在評估該背斜下方的斷層滑移量時，若忽視拱彎作用效應，將可能高估2~5倍。

我們建立了一套邊界元素模型，展示拱彎作用效應對斷層居中拱彎背斜的影響，在模型中我們以一系列的短元素，基於彈性邊緣錯移理論，模擬層面及斷層在水平收縮下的變形。假定在斷層面及層面皆無阻抗的條件下，模型所得的背斜，即我們所謂的斷層居中拱彎背斜；若層面為束縛的，我們另稱之為斷層居中被動背斜。比較這兩類背斜在其下伏的斷層具有同樣的最大滑移量時的形態，拱彎背斜相較狹窄，且具較長的振幅及較短的波長。此外，其振幅可往上遞增，不似被動背斜總是遞減。

我們展示美國西部懷俄明州Pitchfork 背斜，可能的形成機制，同時包含斷層滑移及拱彎作用。我們以一圓滑曲面的斷層及其上覆的一套不等厚力學複層模擬該背斜，所得的結果符合Pitchfork 背斜大體上的特徵，包括其形式上的緊縮、樞紐的緊湊、前翼層面的陡峭且傾角的一致性、後翼圓滑及振幅向上遞增等。

Pitchfork 背斜下伏斷層的存在性及幾何形態並不能十分確定，我們僅能由背斜的形態推測可能的斷層之幾何形態及其形成機制。相較於美國加州中部Kettleman Hills 背斜，Kettleman Hills地區有震測剖面提供其地下的斷層與背斜之幾何形態，並有1985年的同震高程位移場資料。我們展示Kettleman Hills 背斜的幾何形態特徵，可由力學複層鑲嵌一逆斷層的斷層居中拱彎背斜模型予以模擬，且同震垂直位移場與背斜形態不符的現象，也可由同一模型予以解釋。

## 誌謝

我們感謝Arvid M. Johnson提供我們許多寶貴的意見及黏滯性複層的褶皺作用理論之解析解，使我們的邊界元素法得以驗證。

## 參考文獻

- Allmendinger, R.W., and J.H. Shaw (2000), Estimation of fault propagation distance from fold shape: implications for earthquake hazard assessment, *Geology*, 28(12), 1099-1102.
- Berger, P., and A. M. Johnson (1980), First-order analysis of deformation of a thrust sheet moving over a ramp, *Tectonophysics*, 70, T9-T24.
- Berger, P., and A. M. Johnson (1982), Folding of passive layers and form of minor structures near terminations of blind thrusts – with application to the central Appalachian blind thrust., *J. Struct. Geol.*, 4, 343-53.
- Biot, M. A. (1961), Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72, 1595-1620.
- Biot, M. A. (1964a), Exact theory of buckling of a thick slab, *Applied Scientific Research*, Section A 12, 183-97.
- Biot, M. A. (1964b), Theory of internal buckling of a confined multilayered structure, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 76, 563-568.
- Cardozo, N., R.W. Allmendinger, and J. K. Morgan (2005), Influence of mechanical stratigraphy and initial stress state on the formation of two fault propagation folds, *J. Struct. Geol.*, 27, 1954-1972.
- Cardozo, N., K. Bhalla, A.T. Zehnder, and R.W. Allmendinger (2003), Mechanical models of fault propagation folds and comparison to the Trishear kinematic model. *J. Struct. Geol.*, 25, 1-18.
- Chappel, W. M. (1969), Fold shape and rheology: the folding of an isolated viscous-plastic layer, *Tectonophysics*, 7, 97-116.
- Chester, J. S. and F. M. Chester (1990), Fault-propagation above thrusts with constant dip, *J. Struct. Geol.*, 12, 903-910.
- Cooke, M. L., and D. D. Pollard (1997), Bedding-plane slip in initial stages of fault-related folding, *J. Struct. Geol.*, 19, 567-581.
- Crouch, S. L. and Starfield, A. M. (1983), *Boundary element methods in solid mechanics*, 322 p.
- Durdella, M. J., 2001, *Mechanical Modeling of Fault-related Folds: West Flank of the Bighorn Basin, Wyoming*: M.S. Thesis, Department of Earth and Atmospheric Sciences Library, 128 p.
- Ekström, G., R. S. Stein, J. P. Eaton, and D. Eberhart-Phillips (1992), Seismicity and Geometry of a 110-km-long blind thrust fault 1. The 1985 Kettleman Hills, California, earthquake, *J. Geophys. Res.*, 97(B4), 4843-4864.
- Elliott, D. (1976), The motion of thrust sheets, *J. Geophys. Res.*, 84, 949-943.
- Erickson, S. G. and W. R. Jamison (1995), Viscous-plastic finite-element models of

- fault-bend folds. *J. Struct. Geol.*, 17, 561-573.
- Erickson, S. G., L. M. Strayer and J. Suppe (2001), Initiation and reactivation of faults during movement over a thrust-fault ramp: numerical mechanical models, *J. Struct. Geol.*, 23, 11-23.
- Erslev, E.A. (1991), Trishear fault-propagation folding, *Geology*, 19, 617-620.
- Erslev, E. A. and Mayborn K. R. (1997), Multiple geometries and modes of fault-propagation folding in the Canadian thrust belt, *J. Struct. Geol.*, 19, 321-335.
- Finch, E., S. Hardy, and R. Gawthorpe (2003), Discrete element modeling of contractional fault propagation folding above rigid basement blocks, *J. Struct. Geol.*, 25, 515-528.
- Fletcher, R. C. (1977), Folding of a single viscous layer: Exact infinitesimal-amplitude solution, *Tectonophysics*, 39, 593-606.
- Grant, L. B., K. J. Mueller, E. M. Garth, H. Cheng, R. L. Edwards, R. Munro, and G. L. Kennedy (1999), Late Quaternary uplift and earthquake potential of the San Joaquin Hills, southern Los Angeles basin, California, *Geology*, 27(11), 1031-1034.
- Ishiyama, T., K. Mueller, M. Togo, A. Okada, and K. Takemura (2004), Geomorphology, kinematic history, and earthquake behavior of the active Kuwana wedge thrust anticline, central Japan, *J. Geophys. Res.*, 109, B12408, doi:10.1029/2003JB002547.
- Lin, J. and R. S. Stein (1989), Coseismic folding, earthquake recurrence, and the 1987 source mechanism at Whittier Narrows, Los Angeles Basin, California, *J. Geophys. Res.*, 94, 9614-9632.
- Johnson, A. M., (1977), *Styles of folding*, Elsevier Publishing Company, New York, 406 p.
- Johnson, A. M. and V. J. Pfaff. (1989), Parallel, similar and constrained folds. *Engineering Geology*, 27, 115-80.
- Johnson, A. M., and P. Berger (1989), Kinematics of fault-bend folding. *Engineering Geology*, 27, 181-200.
- Johnson, A. M., and R. Fletcher (1994), *Folding of Viscous Layers*, 445 pp., Columbia Univ. Press.
- Johnson, K. M., and A. M. Johnson (2002), Mechanical analysis of the geometry of forced-folds, *J. Struct. Geol.*, 24, 401-410.
- Kilsdonk, B., and R. C. Fletcher (1989), An analytical model of hanging-wall and footwall deformation at ramps on normal and thrust faults, *Tectonophysics*, 163, 153-168.
- King, G. C. P, and R. Stein (1983), Surface folding, river terrace deformation rate and earthquake repeat time in a reverse faulting environment: the Coalinga, California, earthquake of May 1983, California Division of Mines and Geology, Special Publication 66, 165-176.
- Langdon, T. G. (1970), Grain boundary sliding as a deformation mechanism during creep, *Phil. Mag.* 22, 689-700.

- Mancktelow, N. S., Finite-element modeling of single-layer folding in elasto-viscous material: the effect of initial perturbation geometry, *J. Struct. Geol.*, 21, 161-177.
- McClay, K. R., (1977), Pressure solution and Coble creep in rocks and minerals: a review, *J. Geol. Soc. London* 134, 57-70.
- Meglis, I. L., R. E. Gagnon and R. P. Young (1995), Microcracking during stress-relief of polycrystalline ice formed at high pressure, *Geophys. Res. Lett.*, 22 (16), 2207-2210.
- Meltzer, A. (1989), Crustal structure and tectonic evolution; Central California, Ph. D. dissertation, 95-167, Rice Uni. at Houston, Texas.
- Myers, D.J., J.L. Nabelek and R. S. Yeats (2003), Dislocation modeling of blind thrusts in the eastern Los Angeles basin, California, *Journal of Geophysical Research*, 108, B9, 2443, doi:10.1029/2002JB002150.
- Mynatt, I., G. E. Hilley and D. D. Pollard (2007), Inferring fault characteristics using fold geometry constrained by Airborne Laser Swath Mapping at Raplee Ridge, UT, *Geophysical Research Letters*, 34, L16315, doi:10.1029/2007GL030548.
- Niño, F., H. Philip and J. Chéry (1998), The role of bed-parallel slip in the formation of blind thrust faults, *J. Struct. Geol.*, 20, 503-516.
- Patton, T. L. and R. C. Fletcher (1995), Mathematical block motion for deformation layer above a buried fault of arbitrary dip and sense of slip, *J. Struct. Geol.*, 17, 1455-1472.
- Petersen, F. A. (1983), Foreland detachment structures, in *Rocky Mountain foreland basins and uplifts*, edited by J. D. Lowell, 65-78, Denver, Colorado, Rocky Mountain Association of Geologists.
- Pfaff, V. J. and A. M. Johnson (1989), Opposite senses of fold asymmetry, *Engineering Geology*, 27, 3-38.
- Pfaff, V. J. (1986), On the Forms of Folds. Formation of kink and box folds in viscous multilayers, Ph.D. dissertation, 563pp, Uni. of Cincinnati at Cincinnati, Ohio.
- Reches, Z. and A. M. Johnson, (1978), Theoretical analysis of monoclines, in *Laramide folding associated with basement block fault in the western United States*, edited by V. III Mattews, Geological Society of America Memoir, 151, 235-271.
- Rich, J. L. (1934), Mechanisms of low-angle overthrust faulting as illustrated by Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky, and Tennessee, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 18, 1584-1596.
- Sanford, A. R. (1959) Analytical and experimental study of simple geologic structures, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 70, 19-52.
- Savage, H. M. and L. C. Cooke (2003), Can flat-ramp fault geometry be inferred from fold shape? A comparison of kinematic and mechanical folds, *J. Struct. Geol.*, 25, 2023-2034.
- Shackleton, J. R. and M. L., Cooke, (2007), Is plane strain a valid assumption in

- non-cylindrical fault-cored folds? *J. Struct. Geol.*, 29, 1229-1240.
- Shaw, J. H. and J. Suppe (1996), Earthquake hazards of active blind-thrust faults under the central Los Angeles basin, California, *J. Geophys. Res.*, 101(B4), 8623-8642.
- Shaw, J. H., and P. M. Shearer (1999), An elusive blind-thrust fault beneath metropolitan Los Angeles, *Science*, 283, 1516-1518.
- Shaw, J. H., A. Plesch, J. F. Dolan, T. L. Prattt, and P. Fiore (2002), Puente Hills blind-thrust system, Los Angeles, California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92(8), 2946-2960.
- Sibson, R. H. (1986), Earthquakes and rock deformation in crustal fault zones. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 14, 25-50.
- Stein, R. S. and G. Ekström (1992), Seismicity and Geometry of a 110-km-long blind thrust fault 2. Synthesis of the 1982-1985 California earthquake sequence, *J. Geophys. Res.*, 97(B4), 4865-4883.
- Stein, R., and G. C. P. King (1984), Seismic potential revealed by surface folding: 1983 Coalinga, California, earthquake, *Science*, 224, 869-872.
- Stone, D. S. (1983a), The Greybull Sandstone pool (Lower Cretaceous) on the Elk Basin thrust-fold complex, Wyoming and Montana, in *Rocky Mountain foreland basins and uplifts*, edited by J. D. Lowell, Rocky Mountain Association of Geologists, 345-356.
- Stone, D. S. (1993), Basement-involved thrust-generated folds as seismically imaged in the subsurface of the central Rocky Mountain foreland, in *Laramide Basement Deformation in the Rocky Mountain Foreland of the Western United States*, edited by C. J. Schmidt, R. B. Chase, and E. A. Erslev, Geological Society of America Special Paper 280, 271-318.
- Stone, D. S. (1983b), Seismic profile: South Elk Basin area, Big Horn Basin, Wyoming, in *seismic expression of structural styles*, 3, edited by A. W. Bally, American Association of Petroleum Geologists, 20-24.
- Strayer, L. M. and J. Suppe (2002), Out-of-plane motion of a thrust sheet during along-strike propagation of a thrust ramp: a distinct-element approach, *J. Struct. Geol.*, 24, 637-650.
- Suppe, J. and D. A. Medwedeff (1994), Fault-propagation folding, *Geol. Soc. Am. Abs. w. Prog.* 16, 670.
- Suppe, J. (1983), Geometry and kinematics of fault-bend folding, *American Journal of Science*, 283, 684-721.
- Wiltschko, D. V. (1979), A mechanical model for thrust sheet deformation at a ramp, *J. Geophys. Res.*, 84, 1091-1104.
- Wentworth, C. M. and M. D. Zoback (1989), The style of late Cenozoic deformation at the eastern front the California Coast ranges, *Tectonics*, 8, 237-246.
- Yamashita, Tadayoshi and K. Ojima (1968), Deformation twin tips with flat surfaces in pure iron crystals, *Journal of Electron Microscopy*, 17(4), 301-308.



## 附件

### A1: 解析解和邊界元素法對放大因子的比對

為證實我們的邊界元素法對解決褶皺作用相關問題的可信度，我們比較該方法與解析解（Johnson and Pfaff, 1989）所得的放大因子。由邊界元素法模擬的褶皺作用相當於解析理論褶皺作用，並非直覺上明顯可見，因此底下我們進一步說明。

放大因子與褶皺的振幅成長有指數上的關係。放大因子在給定的條件下為褶皺波長對單層厚比值的函數，圖A1中展示該比值，在層數為2、4及10時，對由數值解及解析解所得的放大因子之關係。圖中的每一曲線的頂點坐標值為最大放大因子值及主導波長，主導波長為成長最快速的波長。

相較兩方法所得的結果（圖 A1），我們可知結果相當類似。這展示儘管兩模型運用不同的方法原理，但實際上試圖解決相同的力學問題，因此我們可以信賴我們的邊界元素法去探討本文中的褶皺問題，這些問題若由褶皺作用理論求其解析解，有相當程度的困難性。

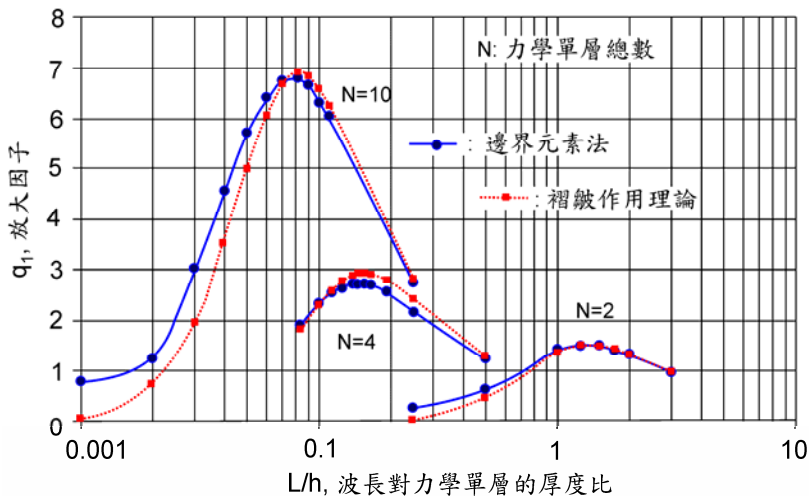


圖 A1 從解析解的褶皺理論及邊界元素法所得的週期性褶皺之放大因子。

Fig.A1 Plots of amplification factor of periodic folds using analytical viscous folding theory and boundary element theory.

## A2: 檢驗模擬中的遠場應變大小、層面長度及邊界元素單元長對褶皺形態的影響

我們利用極小應變 (infinitesimal strain) 的彈性理論來計算大變形，如同文中所述，我們假定大變形可由多次的小量水平收縮求得。在模擬中，每次的小量收縮的施予，我們利用前一次的變形位置去求得新的變形位置，但我們忽略每次起始的應力所造成的非線性效應。在模擬時，我們必須同時考量褶皺形態的精確度及電算機的性能。

我們不希望這小量的收縮 (亦即遠場應變) 的大小影響到褶皺形態。因此我們試驗了不同大小的遠場應變量，圖A2中為相同總收縮量但不同遠場應變量下所得的褶皺。圖中顯示褶皺形態的確為不同遠場應變量的大小所影響。但當載荷施予數數目大於等於12後，亦即遠場應變小於等於0.02，褶皺形態的差異顯然不易察覺。在我們本文中的模擬分析，我們所用的遠場收縮應變量為0.02或更小。

我們也不希望由邊界元素組成的層面長度過短，而影響到褶皺形態。因此我們對層面長度對褶皺形態的敏感度也做的檢驗，圖A3為層面長 ( $R$ ) 對斷層初始長 ( $W$ ) 的比值分別為3、5及10在收縮量為21.4%及遠場收縮應變量為0.02下，所得的褶皺。結果顯示三個例子的褶皺並無可察覺的不同。換言之，層面的長度必須大於褶皺的波長，若以此為據，例子中的  $R/W = 3$ ，即在此限制的邊緣。另外兩例，層面長則不影響到褶皺的形態。

最後我們也不希望因元素單元長過長，而影響到褶皺形態。精確的數值解須要利用足夠短的元素，去組成層面及斷層，才足以代表模擬上連續分佈的邊界條件。為確定我們的邊界元素法，足以求得精確的褶皺，我們作的一系列有系統的元素單元長的測試，直到元素單元長短到不再影響到褶皺形態。本文中我們所用的元素單元長為  $0.05W$ ， $W$  為斷層或斷坡的初始長度。

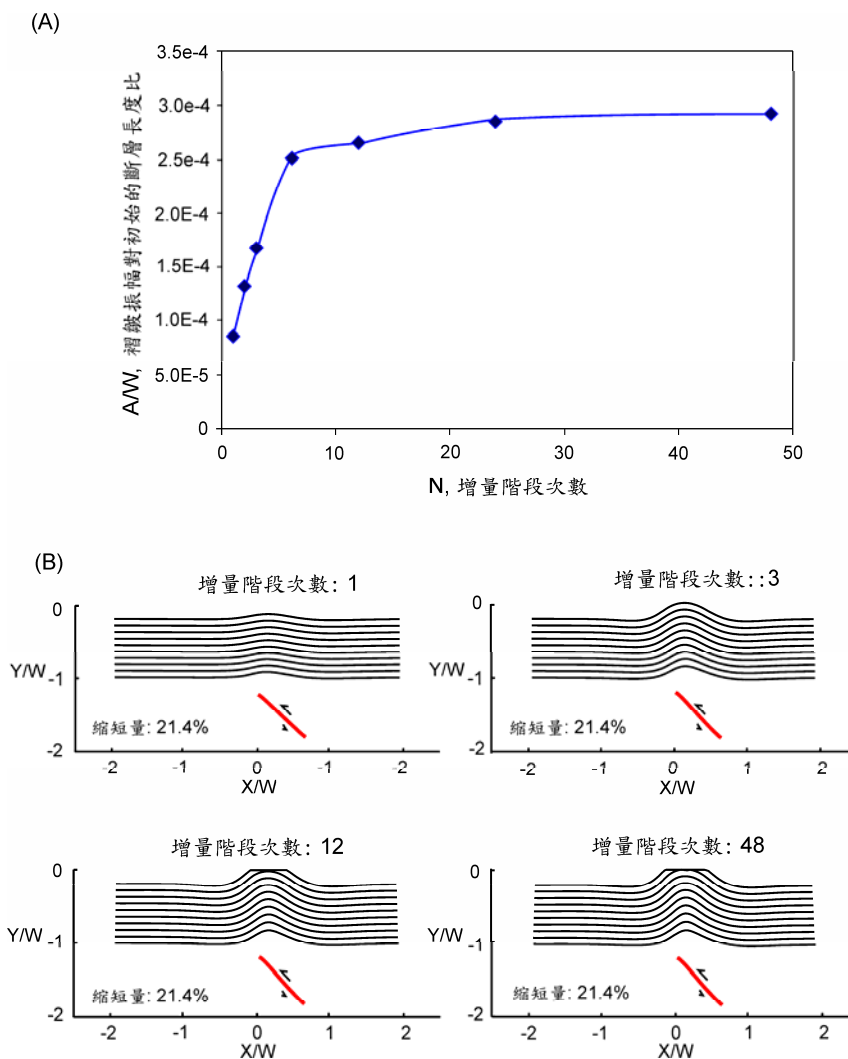


Fig.A2 Evaluation of results from the mechanical layer model with various incremental steps. W is initial fault width. (A) Average fold amplitude plotted with a number of incremental steps. (B) Fold forms from models of a fault embedded in basement underlying sedimentary layering. The fold form doesn't change appreciably as the number of steps is increased above 12.

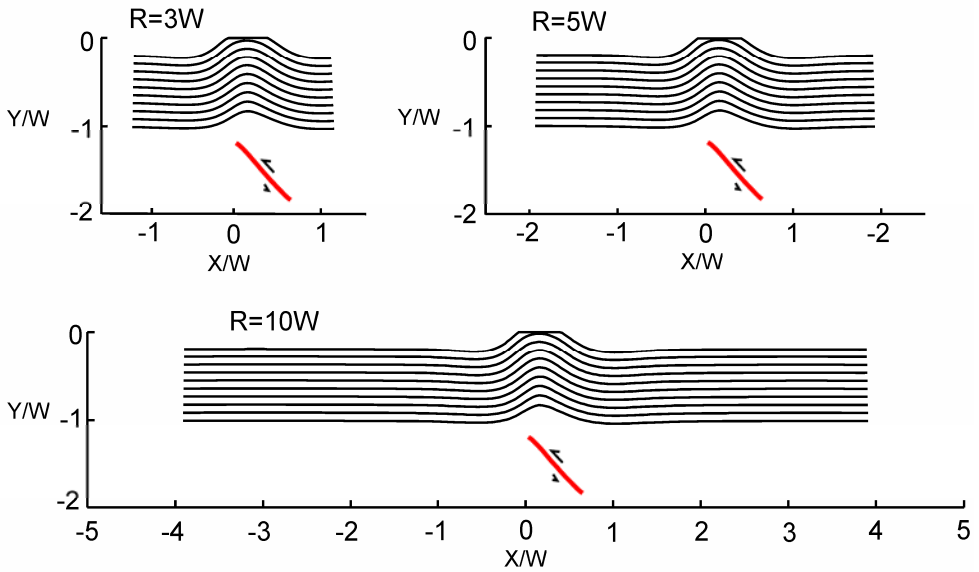


圖 A3 以斷層居中型拱彎褶皺模型對層面長度的評估。 $R$  為初始層面長。 $W$  為斷層初始長度。褶皺形態的差異，無法由肉眼鑑別。

Fig.A3 Evaluation of results from the mechanical layer model with various lengths of layer interfaces.  $R$  is initial length of layer interfaces.  $W$  is initial fault width. There is no appreciable difference in final fold forms.

# Growth of fault-cored anticlines by combined mechanisms of fault slip and buckling

Wen-Jeng Huang<sup>1, 2</sup> and Kaj Johnson<sup>1</sup>

## ABSTRACT

A primary goal of studies of blind faults underlying actively growing anticlines is assessment of earthquake hazards associated with slip on the faults. It is generally assumed that the amount of slip on the fault is directly related to the amplitude of the fold. Under this assumption, the potential for earthquakes on blind faults can be determined directly from fold geometry. However, anticlines grow over slipping reverse faults can be amplified by a factor of two or more by the buckling of mechanical layering under horizontal shortening. Studies that attempt to estimate fault slip from fold geometry may therefore overestimate fault slip by a factor of two or more if the contribution to fold growth from buckling is ignored. We construct boundary element models to demonstrate that fault-cored anticlines in mechanically layered media subjected to layer-parallel shortening are not built solely by slip on the underlying fault. The amplitude of folds produced in a medium containing a fault and elastic layers with free slip and subjected to layer-parallel shortening are 2-5 times larger than the amplitudes of folds produced in homogeneous media without mechanical layering. We compare the model results with data from fault-cored anticlines in the western United States. The Pitchfork Anticline on the western flank of the Big Horn Basin in Wyoming was likely formed by the combined mechanisms of fault slip and buckling. Geometric features of the Pitchfork Anticline such as a localized anticlinal dome shape with tight hinges and amplitude that increases away from the fault tip are characteristic features of buckle folds produced in our numerical simulations. The coseismic uplift pattern produced during the 1985 earthquake on a fault under the Kettleman Hills Anticline and subsurface fold geometry of the anticline inferred from seismic reflection images are consistent with folding

---

<sup>1</sup> Department of Geological Sciences, Indiana University, USA

<sup>2</sup> Institute of Earth Sciences, Academia Sinica

produced by the combined mechanisms of fault slip and buckling.