

前言

海岸山脈

花東縱谷

中央山脈

西部麓山帶

台地

海岸平原

參考文獻 English

參考文獻 中文

陳文山教授

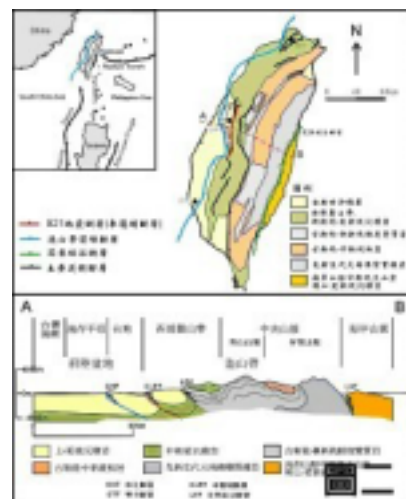
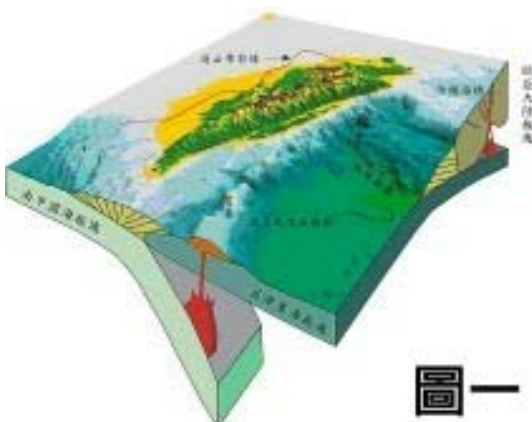
國立台灣大學地質科學系

前言

台灣島的形成與所處的板塊構造環境有極密切關係，目前台灣島位於地球上板塊運動最活躍的區域—環太平洋構造帶。此活動的構造帶是太平洋板塊、北美板塊與菲律賓海板塊等位在太平洋中的海板塊朝四周的大陸板塊隱沒所導致，因此每年全球60%以上的地震與火山作用都發生在環太平洋構造帶。古生代以來，台灣地理位置就位在華夏古陸的邊緣，也因如此，長期來受到板塊作用的影響遠大於板塊內部的環境。

晚中生代以來，東亞地區展開大規模的岩漿活動，此是古太平洋板塊隱沒到歐亞大陸的運動所致（Uyeda and Miyashiro, 1974; Jahn et al., 1976; 福建地質誌, 1985; Zhou and Wu, 1994），台灣也無法倖免同時受到隱沒作用造成大南澳變質雜岩的變質作用（Yui et al., 1998; Chen et al., 2003）。晚新生代台灣島也是因為菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊的作用所造成。中新世至今，菲律賓海板塊每年約以8公分的速度朝向歐亞大陸板塊接近（Jolivet et al., 1990; Seno et al., 1993）。兩個板塊相互作用之下，菲律賓海板塊向北隱沒於歐亞大陸板塊之下（Tsai et al., 1977; Wu, 1978; Teng, 1996），而南中國海板塊則向東隱沒於菲律賓海板塊之下（Chai, 1972; Tsai, 1978; 圖1）。台灣島就位在兩個隱沒帶之間，南北隱沒形成的火山島弧系統（琉球與北呂宋火山島弧）就以左移兼具逆衝作用的花東縱谷斷層相連接，花東縱谷斷層成為歐亞大陸與菲律賓海板塊碰撞帶的邊界。從台灣東部震源位置分析可以明顯呈現此邊界的關係，菲律賓海板塊約以50o向西逆衝在中央山脈之上（Kao et al., 2004）。

600萬年以來，在兩個板塊碰撞下，菲律賓海板塊上的火山島弧（海岸山脈）猶如推土機般的擠壓歐亞大陸邊緣，造成大陸邊緣地殼產生劇烈的變形，並隆起形成台灣島（Suppe, 1981）。台灣島在弧陸碰撞過程中，山脈逐次增長並向西擴大，長期碰撞過程演育了中央山脈、西部麓山帶與台地等不同時期產生的地質構造帶，山脈形成的時空變化序列大致由北向南，且由東向西陸續的隆起。目前地質構造帶的排列呈現東西方向變化，構造帶走向與山脈平行，且呈現不同的地形、地層與構造特性；由東向西分別為海岸山脈、花東縱谷、中央山脈（脊樑山脈與雪山山脈）、西部麓山帶、台地、海岸平原（圖2）。由造山帶來看，愈西側的造山帶所出露的岩層愈年輕，山脈高度愈低，變質度愈低，顯示造山帶隆起時序是由東向西。以下描述各構造單元的地質特徵。

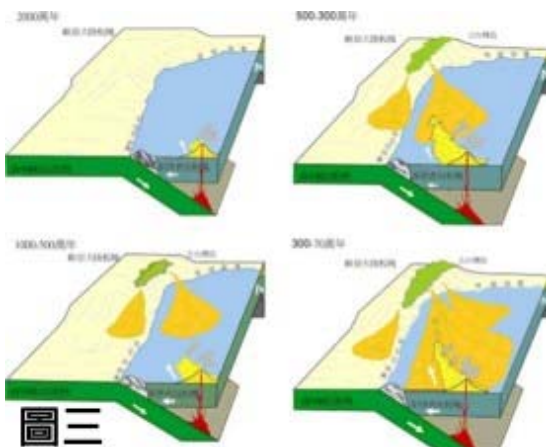


海岸山脈

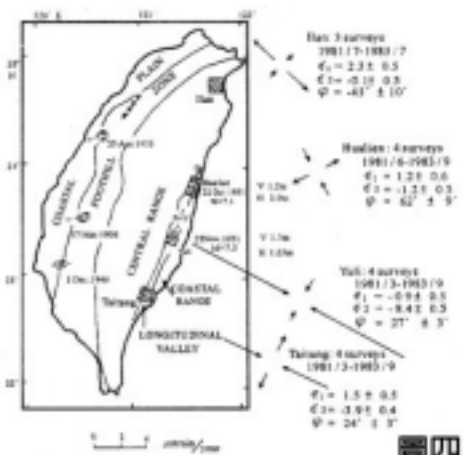
早期中新世，南中國海的海洋板塊向東隱沒到菲律賓海板塊下，在菲律賓海板塊西緣形成一系列深海環境的海底火山（Chai, 1972; Bachman et al., 1983; Chen, 1997; Yang et al., 1995; Wang, 1976），這系列火山島就是已經碰撞並緊貼在中央山脈側的海岸山脈，以及東南海域一系列未碰撞的火山島鏈，如綠島、蘭嶼、小蘭嶼、巴丹島與巴布樣島（圖3）。

中新世以來，火山島弧隨著菲律賓海板塊向西北移動而逐漸接近歐亞大陸。深海火山也逐漸成長增高，晚中新世海底火山已成為露出海面的火山島（Chen and Wang, 1988a; Chen, 1997; Song and Lo, 1988）。早上新世（約500萬年），海岸山脈的火山島弧因朝西北移動而脫離了南中國海隱沒帶，造成火山島弧停止岩漿活動；晚上新世（約300萬年），海岸山脈北側碰撞到大陸斜坡（圖3; Chen and Wang, 1988b; 陳等人, 1990; 陳與王, 1996）。海岸山脈的岩層除了中新世的火山沉積物之外，之後在接近大陸邊緣時，島弧兩側弧前與弧後盆地中逐漸堆積來自西側造山帶的碎屑沉積物（Teng and Wang, 1981; Chen and Wang, 1988b）。晚更新世，火山島弧已被三個深海沖積扇所掩埋，沉積層厚達4000公尺以上（Chen and Wang, 1988b）。從出露最年輕的濁流沉積岩年代（中期更新世）推論，火山島弧在晚更新世之後才逆衝到陸地，並形成了花東縱谷（圖3）。

全新世以來，碰撞作用持續進行，海岸山脈非常快速的抬升並向西移動。從晚全新世海階與隆起珊瑚礁年代以及階地高度計算海岸山脈抬升速率，北段區域（豐濱以北）的速率較小，約4 mm/yr以下；南段抬升速率較大，約8-14 mm/yr（Chen et al., 1991; Hsieh et al., 2004; Liew et al., 1990, 1993; Yamaguchi and Ota, 2004）。為何造成南北區域抬升速率有此差異，各有不同的看法，陳等人（Chen et al., 1991）認為與奇美斷層有關，Yamaguchi and Ota（2004）則認為與東側海底中某些斷層的作用有關。從一等水準網水準測量亦顯示南段區抬升速率較北段快速（余與李, 1986）。但何種情形下的構造作用形成南段地殼的垂直變形速率較大，若再以水平變形速率來看，應可以了解構造作用的機制。綜合水準資料，顯示南段玉里與利吉地區在垂直板塊邊界方向產生很大的擠壓應變，而北段花蓮地區則屬於伸張應變（圖4; Yu and Lee, 1986; Yu et al., 1990）。因此長期以來海岸山脈南段呈現快速抬升現象與南段地塊相對於中央山脈的向西逆衝運動有關；而北段地塊向西逆衝的作用較小，主要平行縱谷斷層向東北產生剪切作用。



圖三



圖四

花東縱谷

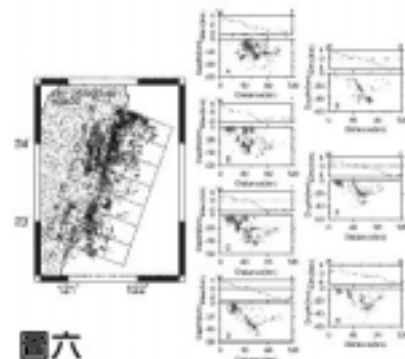
晚更新世之後，逆衝到大陸斜坡之上並隆起形成山脈，在中央山脈之間形成狹長谷地，菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊的碰撞帶就位在花東縱谷中。此時中央山脈的沉積物堆積在縱谷中，形成河流與沖積扇環境，如卑南山礫岩與舞鶴礫岩（Hsu, 1956; Page and Suppe, 1981; Chi et al., 1983; 陳與王, 1996）。

花東縱谷東西寬約1-5公里，南北長150公里，兩側山脈河流匯集成為三個主要河系，花蓮溪、秀姑巒溪與卑南大溪。三個河系分水嶺位在大富與池上，大富以北為花蓮溪，大富與池上之間為秀姑巒溪，池上以南為卑南大溪。由縱谷兩側河階的分布，大富以北縱谷兩側沒有發育河階，以南區域則發育多重的河階地形，尤其池上以南的鹿野河階可達4階（齊等人, 2003）。雖然目前這些階地都沒有年代資料，無法了解長期的抬升速率；但從河階分布與階數來看，似乎在大富以南區域地殼的抬升速率較為快速，此現象可能與縱谷斷層兩側地塊的地殼變形作用有關。由三角點測量顯示地殼水平變形，發現大富以南區域海岸山脈相對中央山脈的運動為北偏西22°，以此來看花東縱谷斷層性質屬於左移兼逆衝作用，縱谷區域屬於擠壓的構造環境。從GPS觀測資料分析，南段海岸山脈與中央山脈之間每年約有2-3公分的壓縮量（Yu et al., 1997）。大富以北區域海岸山脈相對中央山脈運動為北偏東11°，縱谷斷層屬於左向平移的特性，縱谷區域呈現拉張的構造環境，因為大富以南縱谷以及兩側山脈形成多重海階與河階地形（圖5, Chen et al., 1991; 陳與王, 1996）。

花東縱谷斷層是兩個板塊的界線斷層，因此探討板塊邊界的作用，板塊邊界的地震特性，以及台灣造山運動機制的了解是極為關鍵所在，因此近年來對於縱谷斷層有諸多研究正在進行。而板塊邊界中最重要地層就屬於板塊作用產物的利吉混同層（Lichi melange），利吉混同層分布在縱谷斷層的東側。由於混同層受剪切作用而在泥岩中呈現緻密的鱗片狀結構，從結構上的擦痕分析主要呈現左向平移的構造，顯然縱谷斷層長期以來受到左向平移的剪切作用（Barrier and Muller, 1984; Chen, 1997; 陳, 1991; 林, 1993; 陳與王, 1996）。之前研究縱谷斷層的活動特形時，依照1951年兩次地震斷層的地表破裂而分為數個區段（林等人, 2000）。但板塊邊界經常數條平行的斷層構成寬闊的變形帶，縱谷中除了位在縱谷東側的邊界斷層之外，其兩側尚有數條與其平行的斷層。縱谷斷層東側有永豐斷層與都鑾山斷層（王與陳, 1993）；西側有溪東斷層、玉里斷層與鹿野斷層。上述斷層都屬於活動斷層，因而沿著諸多的地震是沿著縱谷斷層發生，台灣島每年約有1/4-1/3的地震與縱谷斷層活動有關，從震源分布來看縱谷斷層的地下結構，縱谷南側斷層面向東傾斜約50°，斷層大約可延伸至40公里深（圖6, Kao et al., 1997; Wu et al., 2004）。



圖五

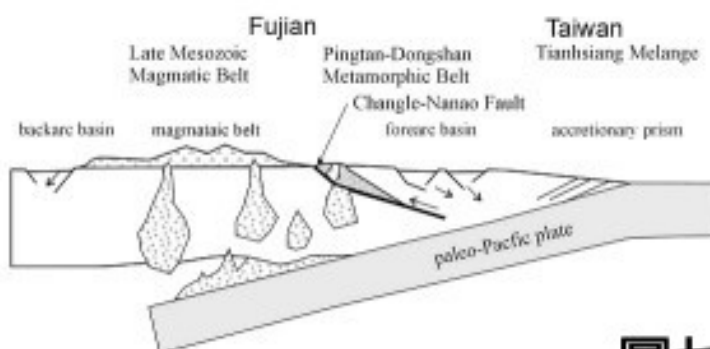


圖六

中央山脈：脊樑山脈、雪山山脈

中央山脈地形可以分為脊樑山脈與雪山山脈，脊樑山脈位在雪山山脈東側，出露台灣最古老的岩層稱為大南澳變質雜岩（大南澳片岩與疑似中生代地層）。大南澳變質雜岩出露於脊樑山脈東斜面，岩性由古生代至中生代的片麻岩、大理岩、綠泥石片岩、泥質片岩與矽質片岩；西斜面出露較年輕的早第三紀低變質度的板岩，不整合覆蓋在大南澳變質雜岩之上（Suppe et al., 1976）。?滄波（Yen, 1954; Yen et al., 1956）發現兩層變質礫岩（E礫岩，M礫岩），認為屬於中生代兩次構造運動產生的不整合構造。從變質度分析，大致在兩層礫岩的上下可區分為三個不同變質程度的地層，一、大南澳片岩，位在M礫岩以下，岩性有片麻岩、厚層大理岩與片岩；二、疑似中生代地層位在M礫岩與E礫岩之間，岩性以片岩為主，偶夾有薄層大理岩，或變質基性火成岩塊；三、第三紀變質岩位在E礫岩之上，岩性為板岩。從泥質變質岩的劈理組構分析，此三套岩層的組織度（texture grade）絕然不同，被認為可能代表不同的變質事件（Yang, 1985; Yen and Yang, 1991; 楊昭男, 1986）。

第三紀沉積岩因受到晚第三紀蓬萊造山運動作用形成低度綠色片岩相的板岩，而位於E礫岩之下的大南澳變質雜岩在運動之前即已變質為角閃岩相與高度綠色片岩相（Yang, 1985）。另外從定年結果分析，大南澳變質雜岩的變質時代可能有兩次，一為早於晚侏羅紀（南澳運動, Yen et al., 1956 ; Yang, 1985 ; 長春運動?, Yui et al., 1998），另一為早白堊紀（Yui et al., 1998）。兩次造山運動被認為與古太平洋板塊向西的隱沒作用有關，屬於安地斯型隱沒模式（圖7; Yui et al., 1998; Chen et al., 2003）。大南澳變質雜岩中部分中生代岩層（天祥層、玉里層）中夾有海洋地殼岩塊，被視為隱沒作用產生的混同層（Lin et al., 1984; Ernst, 1984; Wang Lee and Wang, 1987; Yui et al., 1998）。中國東南沿海早燕山期的岩漿活動即屬於此隱沒作用在早白堊紀形成的火山島弧（Uyeda and Miyashiro, 1974; Jahn et al., 1976; 福建地質誌, 1985; Zhou and Wu, 1994; Chen et al., 2003）。由於大南澳變質雜岩受到多次的變質事件，許多地質現象已遭受破壞或改造，因而增加了大南澳變質雜岩層序對比、地層年代與變質年代解釋（同位素定年）的困難性與的複雜性。以致對於形成環境與構造環境的解釋有許多爭議，並也增加未來對於大南澳變質雜岩研究與討論的空間。



圖七

中央山脈：脊樑山脈、雪山山脈

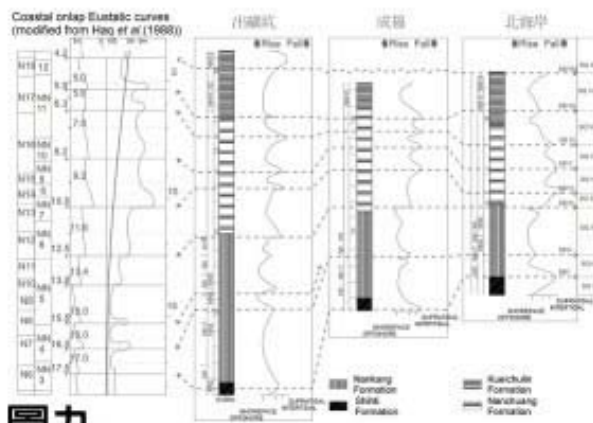
晚白堊紀之後，早第三紀沉積不整合堆積在大南澳變質雜岩之上，並於晚第三紀弧陸碰撞初期，脊樑山脈曾經一度隱沒到菲律賓海板塊之下，之後又隆起形成山脈。碰撞作用造成沉積在脊樑山脈的第三紀泥質岩層產生低度變質作用形成板岩層（陳與王，1996; 吳羅，2002）。從大南澳雜岩的同位素定年資料來看，變質年代可能為8-14 Ma（Jahn and Liou, 1977; Jahn et al., 1981; Lan et al., 1990; Lo and Yui, 1996）。

雪山山脈位在脊樑山脈的西側，雪山山脈出露的岩層為早第三紀的輕度變質沉積岩，從第三紀變質岩的分布來看，山脈似乎成背斜的構造，軸部出露最老的岩層為始新統石英砂岩（四稜砂岩），厚約1000-1500公尺，沉積環境由內遠濱至濱面環境。背斜兩翼的岩層為漸新統泥質岩，西翼為變質度較低的硬頁岩，東翼的變質度稍高為板岩；厚度亦可達1500公尺，沉積環境屬於外遠濱環境，岩相主要由暴風沉積的砂頁岩互層（Teng et al., 1991; Chen, 2004）。晚白堊紀至新生代，東南沿海地區轉變為隱定大陸的張裂構造環境（passive continental margin），因此各時代都有零星產生玄武岩岩漿的噴發活動（Chung et al., 1994, 1995），厚達數千公尺第三紀的淺海相沉積層中夾有數期的玄武岩質火山岩。張裂作用在東亞地區形成數個南北走向的半地塹盆地，雪山山脈早第三紀沉積層就是堆積在最西側的雪山槽之中（圖8, Teng et al., 1991），這些半地塹盆地中堆積新生代沉積物最厚可達8千公尺以上。

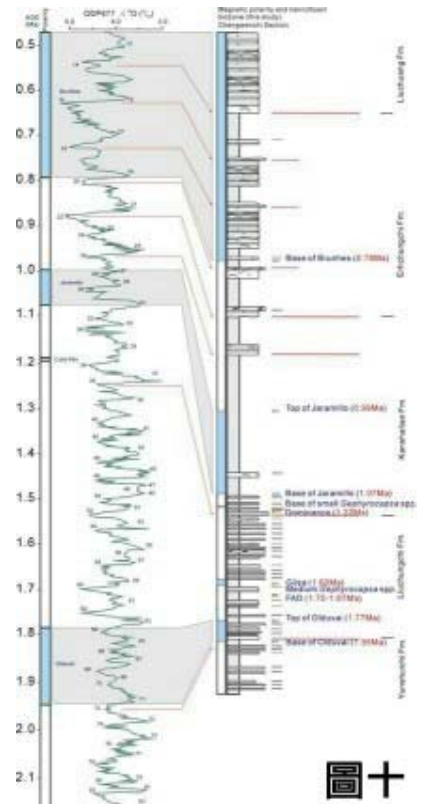
晚第三紀以來弧陸碰撞過程中，山脈逐漸由北向南形成，現今山脈抬升速率最快的區域位在中央山脈中段，也是中央山脈最高的區段。從中央山脈碎屑銼石的核飛跡定年結果亦顯示山脈向南擴展的現象，北段雪山山脈的銼石核飛跡年代約為 6.0 ± 1.6 、 6.4 ± 1.6 百萬年，中段雪山山脈約為 3.3 ± 0.6 百萬年，南段脊樑山脈約為2.4-0.9百萬年（Liu et al., 2001）。晚上新世以來，脊樑山脈平均每年約1公分的速度隆起，但是也受到非常快速的侵蝕，侵蝕速率約每年2.5-4.6公厘（Liu et al., 2000）。經由大地測量以及定年資料分析，無論長期以來或目前中央山脈都持續在抬升，但由兩個碰撞板塊的關係來看，中央山脈是俯衝到海岸山脈之下，為何還造成隆起的現象。此現象可從兩個來思考，一是位在中央山脈東側沿著縱谷接壤處有一傾向朝西的逆衝斷層（中央山脈斷層），造成中央山脈的抬升；但是從大地測量結果分析，中央山脈東側並沒有向東位移現象。二、受到弧陸碰撞造成中央山脈地殼增厚，厚度約40-50公里（Rau and Wu, 1995; Wu et al., 1997; Lin et al., 1998），因重力造成中央山脈地殼反彈而助長了抬升作用（Wu et al., 1997; Lin et al., 1998）。目前對於中央山脈抬升現象僅限於推論的階段，未來期待更多研究深入探討這個問題。

西部麓山帶

西部麓山帶位在雪山山脈西側，岩層主要為中新世至更新世屬於濱面帶至遠濱帶環境的沉積岩。中新世沉積盆地處於屬於穩定大陸構造環境，繼承早第三紀張裂構造的環境，沉積岩相的變化主要受控於全球海水面的變遷，因此中新統具有三個沉積層序的循環，由濱面環境（砂岩層）轉變為遠濱環境（泥岩層與砂頁岩互層）（圖9; 游與鄧, 1996; Yu and Teng, 1997）。上新世沉積盆地受到造山作用影響，開始轉變為前陸盆地（foreland basin）的構造環境。前陸盆地受到逆衝斷層作用以及前陸山脈荷重的影響，造成盆地極劇的沉陷，並堆積來自東側造山帶的大量碎屑沉積物。於是晚上新世至晚更新世時期，前陸盆地中堆積超過4000公尺以上的沉積層（Covey, 1984; Chen et al., 2001a）。因此，晚上新世之後的沉積相變化主要受控於沉構造作用，但此時期也同時受全球海水面變動影響，形成小幅度（數十公尺）的岩相變化（圖10; Chen et al., 2001a）。



圖九

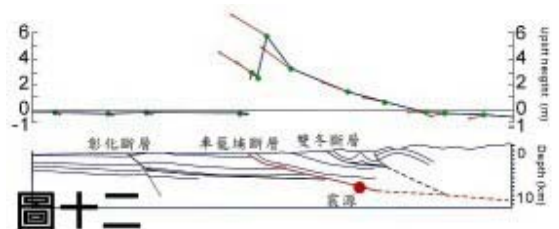
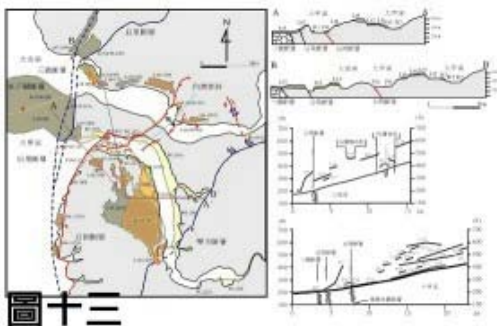


圖十

西部麓山帶

從西部麓山帶地層分布來看，由東向西地層有逐漸年輕的趨勢，東側以中新統為主，西側則以上-更新統為主，顯示褶皺-逆衝斷層帶形成的時序是由東向西逐漸的形成（陳等人, 1992; 陳等人, 1994）。從地層分布、地形以及構造特性，可以將西部麓山帶區分為內麓山帶與外麓山帶兩個區域。外麓山帶較內麓山帶晚隆起形成山脈，且出露岩層主要為上-更新世膠結不良的砂頁岩，因此呈現低矮的丘陵地形。以構造來看，內外麓山帶之間經常存在一條主要斷層，斷層兩側所造成的地層錯距可達數千公尺，如中部的雙冬斷層、西南部地區的大尖山斷層-觸口斷層-崙後斷層；這些斷層也都是在晚上新世以來形成現今外麓山帶的前陸盆地主要斷層。之後，外麓山帶又受到前緣斷層作用將外麓山帶隆起形成山脈（丘陵地地形），目前麓山帶的最前緣活動斷層計有，西北部的湖口斷層與新竹斷層、中部的車籠埔斷層、南部的木屐寮斷層、六甲斷層、小岡山斷層與恆春斷層（圖11）。

西部麓山帶的構造是由一系列覆瓦狀逆衝斷層與褶皺構成的褶皺-逆衝斷層帶（fold-and-thrust belt），每個逆衝斷層的斷坡都連接至底下的脫底斷層面（detachment），以車籠埔斷層為例脫底斷層的深度大約在5-10公里（圖12; Chen et al., 2001b; 楊等人, 2001）。西部麓山帶的地形高約數百公尺至兩千多公尺公尺之間，由東向西逐漸降低，與平地接壤處地形高度僅數百公尺呈丘陵地形，平均坡度大都為20-40度。麓山帶的河谷較寬，河床坡度較緩，兩側分布有高約數公尺至數十公尺的全新世河階。以車籠埔斷層兩側河階的分布為例，斷層上盤分布有晚更新世至全新世5-8階的河階，下盤沒有河階分布（圖13），顯示全新世以來麓山帶受前緣斷層的影響是快速隆起的構造區。以西南部為例，麓山帶平均每年抬升速率為7-5公厘，向西水平移動速率約5-15公厘（陳等人, 2004）。



台地

西部麓山帶進入平原地帶之前地形上經常呈現一個向東傾斜的台地，如三義台地、大肚台地、八卦台地、台南台地與恆春西台地。台地西緣都發育一條晚更新世以來的活動逆衝斷層。台地地形是麓山帶形成初期的地貌，當逆衝斷層剛活動時，會在斷層的前端形成一個三角變形帶（trishear zone），並在斷坡之上產生背斜構造，並隆起成為台地。台地與麓山帶之間又受到麓山帶前緣斷層上衝作用造成的荷重，導致台地後側形成下陷的豬背盆地（piggyback basin）；或則因斷坡構造造成褶皺所形成的隆起台地，如台南台地（Fruneau et al., 2001; 陳等人, 2004; 圖14）。台灣西部與南部地區經常可見豬背盆地構造，例如大肚與八卦台地東側的台中盆地，以及恆春西台地東側的恆春谷地。

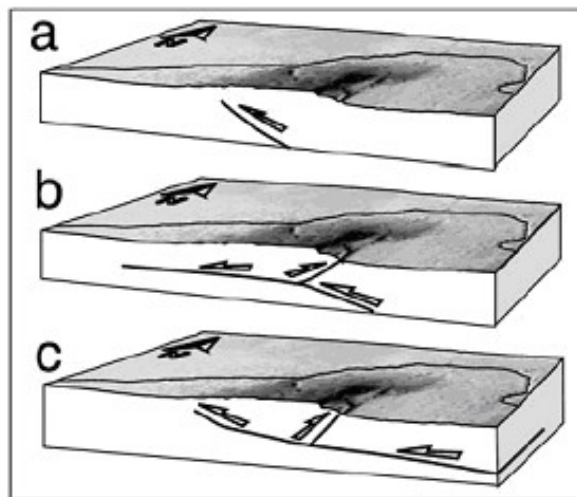
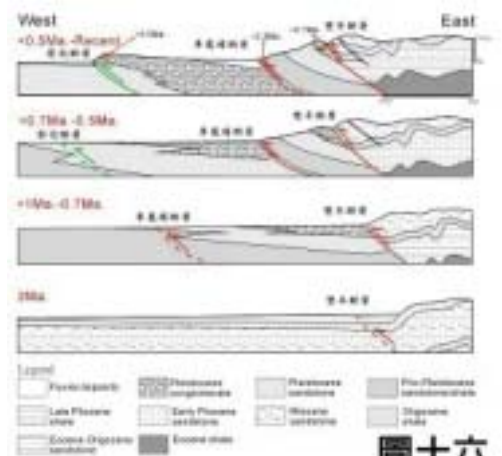


圖14

台地西側或麓山帶與海岸平原區接壤處都存在一逆衝斷層（盲斷層），形成沉降的構造盆地，即為前陸盆地。晚上新世以來，前陸盆地受構造作用急速的下陷，造山帶的碎屑沉積物也大量堆積在盆地中，形成厚達5000公尺以上的沉積層（Covey, 1984; Chen et al., 2001a）。目前這些盆地都還呈現沉降的環境，由全新世西南部海岸平原區的沉積層序分析，構造沉降速率約每年1-10公厘（陳等人, 2004）。從震測剖面來看，前陸盆地的範圍涵蓋至台灣海峽東側（圖15；Covey, 1984; 周, 1999; Yu and Chou, 2001）。

圖十五



图十六

參考文獻 English

- Suppe, J. (1986) Reactivated normal faults in the western Taiwan fold-and-thrust belt: Mem. Geol. Soc. China, 7, 187-200.
- Suppe, J., Wang, Y., Liou, J.G., and Ernst, W.G. (1976) Observation of some contacts between basement and Cenozoic Mountain, southern Taiwan: Proc. Geol. Soc. China, 19, 59-70.
- Teng, L.S., and Wang, Y. (1981) Island arc system of the Coastal Range, eastern Taiwan: Proc. Geol. Soc. China, 24, 99-112.
- Teng, L.S., Wang, Y., Tang, C.H., Huang, C.Y., Huang, T.C., Yu, M.S., and Ke, A. (1991) Tectonic aspects of the Paleogene depositional basin of northern Taiwan: Proc. Geol. Soc. China, 34, 313-336.
- Teng, L.S. (1996) Extensional collapse of the northern Taiwan mountain belt: Geology, 24, 20, 949-952.
- Tsai, Y.B., Teng, T.L., Chiu, J.M., and Liu, H.L. (1977) Tectonic implications of the seismicity in the Taiwan region: Mem. Geol. Soc. China, 2, 13-41.
- Uyeda, S., and Miyashiro, A. (1974) Plate tectonics and the Japanese islands: a synthesis: Geol. Soc. Amer. Bull., 85, 1159-1170.
- Wang, C.S. (1976) The Lichi Formation of the Coastal Range and arc-continent collision in eastern Taiwan: Bull. Geol. Surv. Taiwan: 25, 73-86.
- Wang Lee, C.M., and Wang, Y. (1987) Tananao terrane of Taiwan-its relation to the Late Mesozoic collision and accretion of the southeast China margin: Acta Geol. Taiwanica, 25, 225-242.
- Wu, F.T., 1978, Recent tectonics of Taiwan: Jour. Physical Ear., 26, 265-299.
- Wu, F.T., Rau, R.J., and Salzberg, D. (1997) Taiwan orogeny: thin-skinned or lithospheric collision?: Tectonophysics, 274, 191-220.
- Yamaguchi, M., and Ota, Y. (2004) Tectonic interpretations of Holocene marine terraces, east coast of Coastal Range, Taiwan: Quaternary International, 115-116, 71-82.
- Yang, C.N. (1985) Textural grade difference between the Tananao Schist and the contiguous cover sequence in the Central Range of Taiwan: Acta Geol. Taiwanica, 23, 181-196.
- Yang, T.F., Lee, T.P., Chen, C.H., Cheng, S.N., Knittel, U., Punongbayan, R.S., and Rasdas, A.R. (1995) A double island and between Taiwan and Luzon: consequence of ridge subduction: Tectonophysics, 258, 85-101.

參考文獻 English

- Yen, T.P. (1954) Some geological problems on the Tananao Schist: Bull. Geol. Surv. Taiwan, 7, 47-50.
- Yen, T.P., Sheng C.C., Keng, W.P., and Yang, Y.T. (1956) Some problems on the Mesozoic formation of Taiwan: Bull. Geol. Surv. Taiwan, 8, 1-14.
- Yen, T.P., and Yang, C.N. (1991) Problems on the Mesozoic strata of Taiwan: Bull. Cent. Geol. Surv., 7, 1-22.
- Yu, H.S. (2000) Closure of Manila Trench north of Latitude 21oN in transition of oassive-convergent margin south of Taiwan: Acta Oceanographica Taiwanica, 38, 115-127.
- Yu, H.S., and Lu, J.C. (1995) Development of the shale diapir-controlled Fangliao Canyon on the continental slope off southwestern Taiwan: Jour. Southeast Asian Ear. Sci, 11, 4, 265-276.
- Yu, H.S., and Chou, Y.W. (2001) Characteristics and development of the flexural forebulge and basal unconformity of Western Taiwan Foreland Basin: Tectonophysics, 333, 277-291.
- Yu, S.B., and Lee, C. (1986) Geodetic measurement of horizontal crustal deformation in eastern Taiwan: Tectonophysics, 125, 73-85.
- Yu, S.B., Jackson, D.D., Yu, G.K., and Liu, C.C. (1990) Dislocation model for crustal deformation in the Longitudinal Valley area, eastern Taiwan: Tectonophysics, 183, 97-109.
- Yu, S.B., and Chen, H.Y. (1994) Global position system measurements of crustal deformation in the Taiwan Arc-continent collision zone: Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences, 5, 477-498.
- Yu, S.B., Chen, H.Y. and Kuo, L.C. (1997) Velocity field of GPS stations in the Taiwan area, Tectonophysics, 274, 41-59.
- Yui, T.F., Lan, C.Y., Heaman, L., and Chu, H.T. (1998) Late Cretaceous meta-andesite and late Jurassic (meta-)granite in the Tananao basement of Taiwan: Geol. Soc. China Annual Meeting, Chungli, Taiwan, Abst. 31.
- Zhou, X., and Wu, K. (1994) Zhangzhou composite granite: Science Press, Beijing, China, 148p. (in Chinese)

參考文獻 中文

- 余水倍、李瓊武（1986）台灣東部地殼垂直變形之研究。第五屆測量學術及應用研討會論文集，G 1-G17。
- 林益正（1993）台灣東部利吉層中基質泥及砂岩岩塊之構造分析與其構造環境之意義。國立台灣大學地質研究所碩士論文，124頁。
- 林啟文、張徽正、盧詩丁、石同生、黃文正（2000）台灣活動斷層概論。經濟部中央地質調查所特刊，13，122頁。
- 俞震甫、羅清華（2002）台灣先第三紀大地構造：台灣大地構造，中國地質學會。167-196。
- 周瑞燉（1974）台灣地層誌：台灣地質，林朝榮與周瑞燉編著，台灣省文獻委員會發行，1-114。
- 周穎蔚（1999）台灣西部前陸盆地地體架構、彎曲隆起演化及彎曲張裂構造型態。國立台灣大學海洋研究所博士論文，125頁。
- 紀文榮（1982）台灣利吉層與墾丁層內之超微化石及其在地質構造上之意義。地質，4，99-112。
- 陳文山、陳志雄、王源、黃敦友（1990）台灣海岸山脈之地層。經濟部中央地質調查所特刊，4，239-260。
- 陳文山（1991）台灣東部海岸山脈利吉層的成因。經濟部中央地質調查所特刊，5，257-266。
- 陳文山、何信昌、王源、楊昭男、高銘健、張益生、鄂忠信、陳勉銘（1994）台灣西南部上新統至更新統的岩象學研究與地層對比。經濟部中央地質調查所特刊，8，83-99。
- 陳文山、鄂忠信、陳勉銘、楊志成、張益生、劉聰桂、洪崇勝、謝凱旋、葉明官、吳榮章、柯炯德、林清正、黃能偉（2000a）上-更新世台灣西部前陸盆地的演化-沈積層序與沈積物組成的研究。經濟部中央地質調查所彙刊，13期，137-156。
- 陳文山、陳于高、劉聰桂、黃能偉、林清正、宋時驊、李昆杰（2000b）921集集大地震的地震斷層特性與構造意義：經濟部中央地質調查所特刊，12，139-154。
- 陳文山、楊志成、黃柏壽、陳于高、石瑞銓、李元希、張徽正、黃能偉、林清正、宋時驊、李昆杰（2001）從台灣中部地區西部麓山帶的地質構造來看集集地震斷層的特性。地質，21，1，19-36。
- 陳文山、楊志成、楊小青、吳樂群、林啟文、張徽正、石瑞銓、林偉雄、李元希、石同生、盧詩丁（2004）從構造地形探討嘉南地區的活動構造。經濟部中央地質調查所彙刊，已接受。
- 陳振華、陳文山、王源、陳勉銘（1992）由台灣中部前陸砂岩之岩象研究看褶皺逆衝帶之剝蝕歷史。地質，12，2，147-165。
- 齊士崢、陳文山、龔琪嵐（2003）鹿野溪與卑南溪的河階地與其新構造運動意義，環境與世界，8，1-23。
- 傅式齊（1997）台灣南部陸上及海域弧陸斜向碰撞及隱沒構造之演化：國立台灣大學海洋研究所博士論文，166頁。
- 楊昭男（1986）台灣中央山脈大南澳片岩及其上覆地層的劈理型態。地質，7，2，1-10。
- 楊耿明、洪日豪、饒瑞鈞、吳榮章、黃旭燦（2001）斷層活動性觀測與地震淺勢評估調查研究—台灣陸上斷層帶地質構造與地殼變動調查研究（2/5）六甲、新化地區，經濟部中央地質調查所報告，第90-4號。
- 游能梯、鄧屬予（1996）台灣北部中上中新統的岩相與沉積環境。地質，15，2，29-60。

圖一

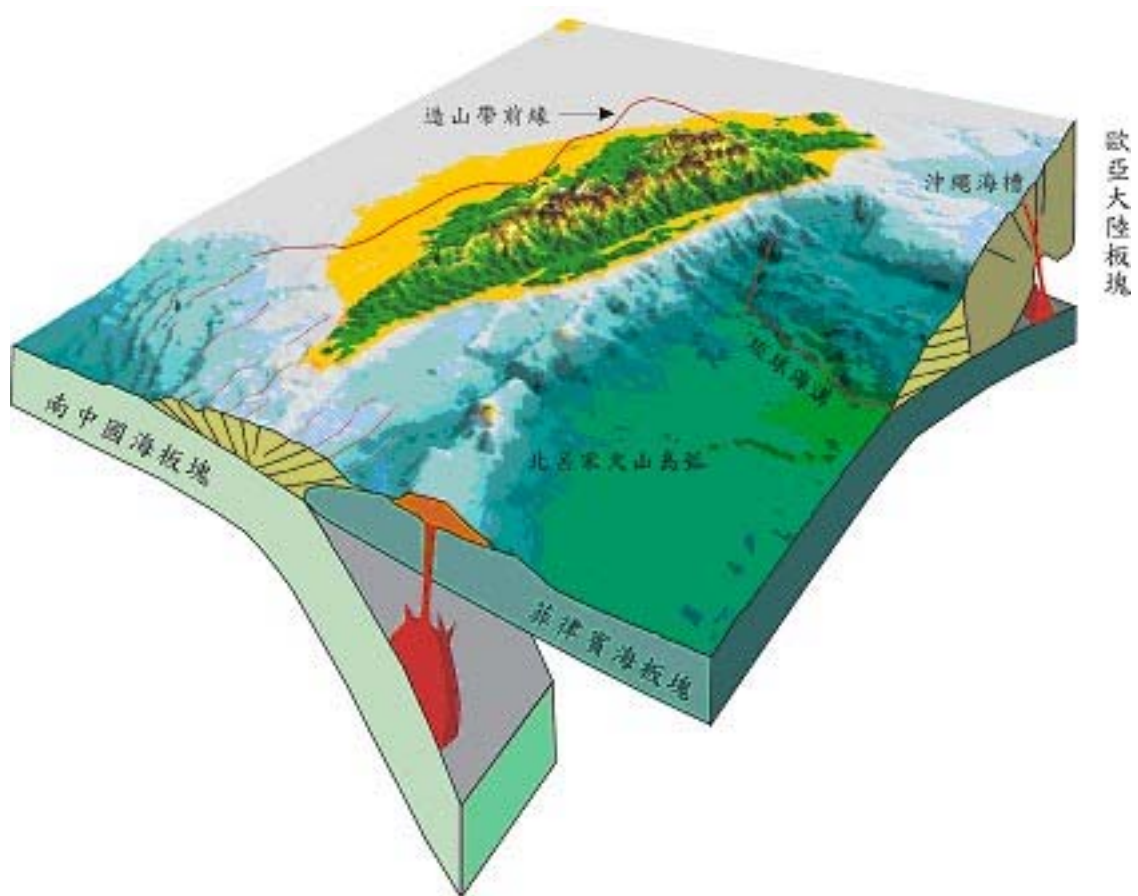


圖1. 台灣島地體構造圖，南中國海海洋板塊則向東隱沒於菲律賓海板塊，菲律賓海板塊向北隱沒至歐亞大陸。

圖二

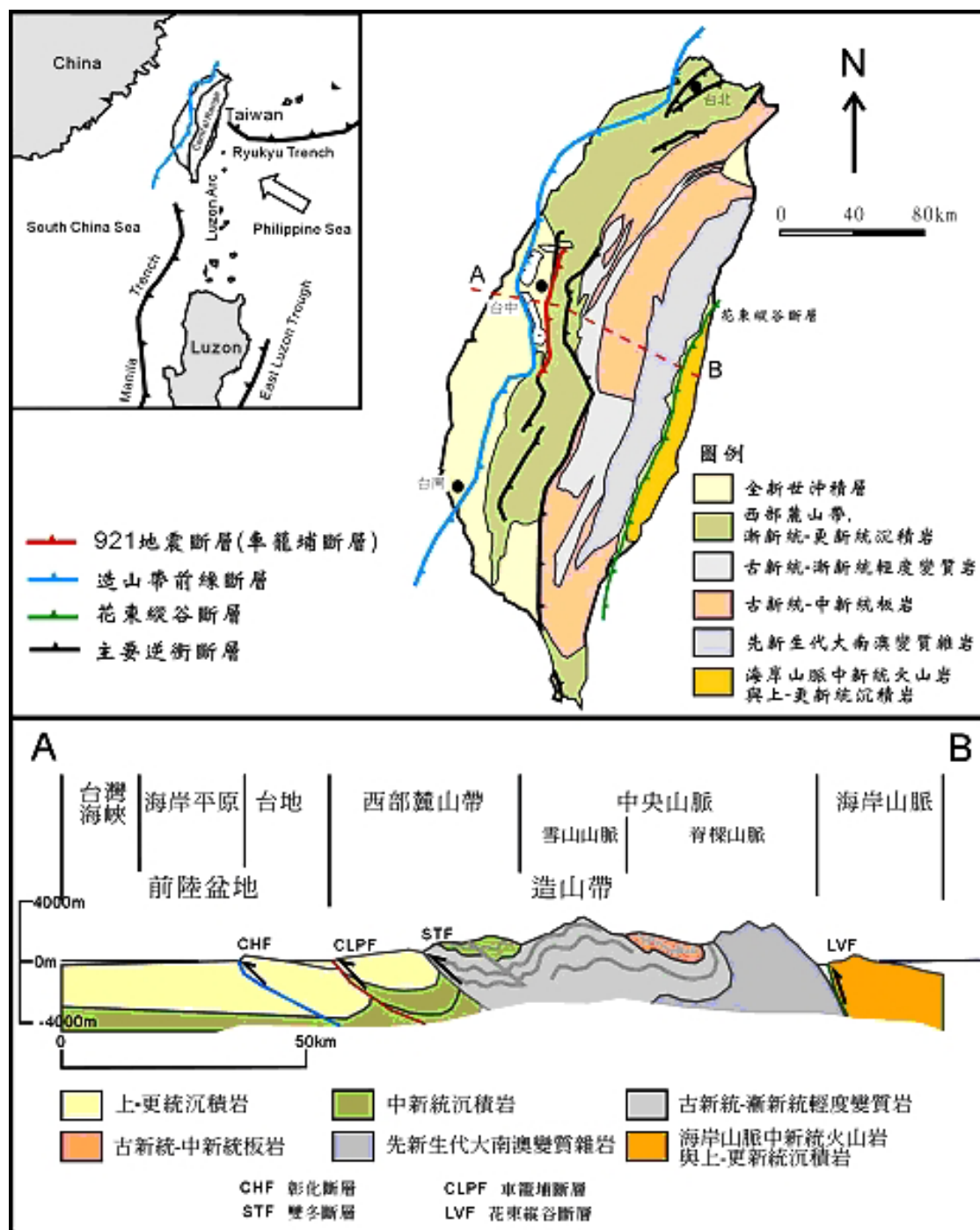


圖2. 台灣島地體構造分區圖。

圖三

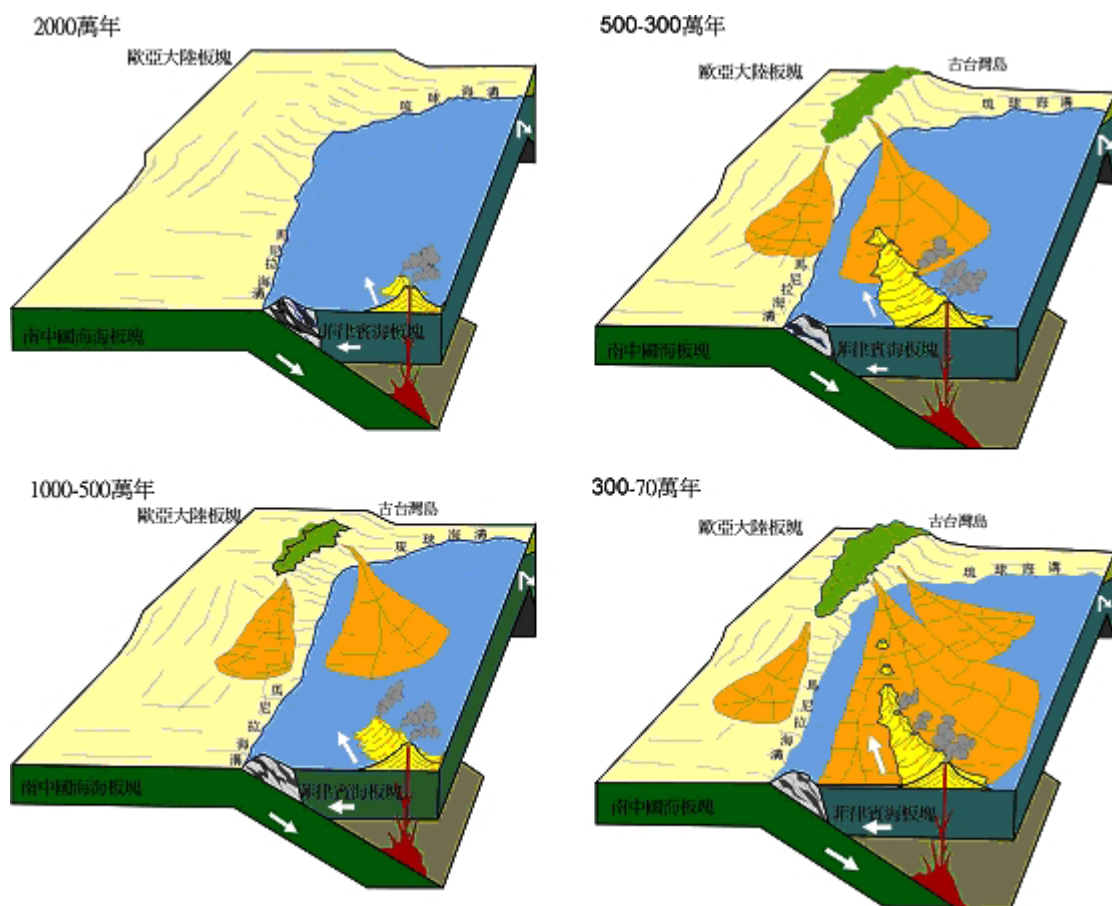


圖3. 海岸山脈演化圖（陳與王, 1996）。

圖四

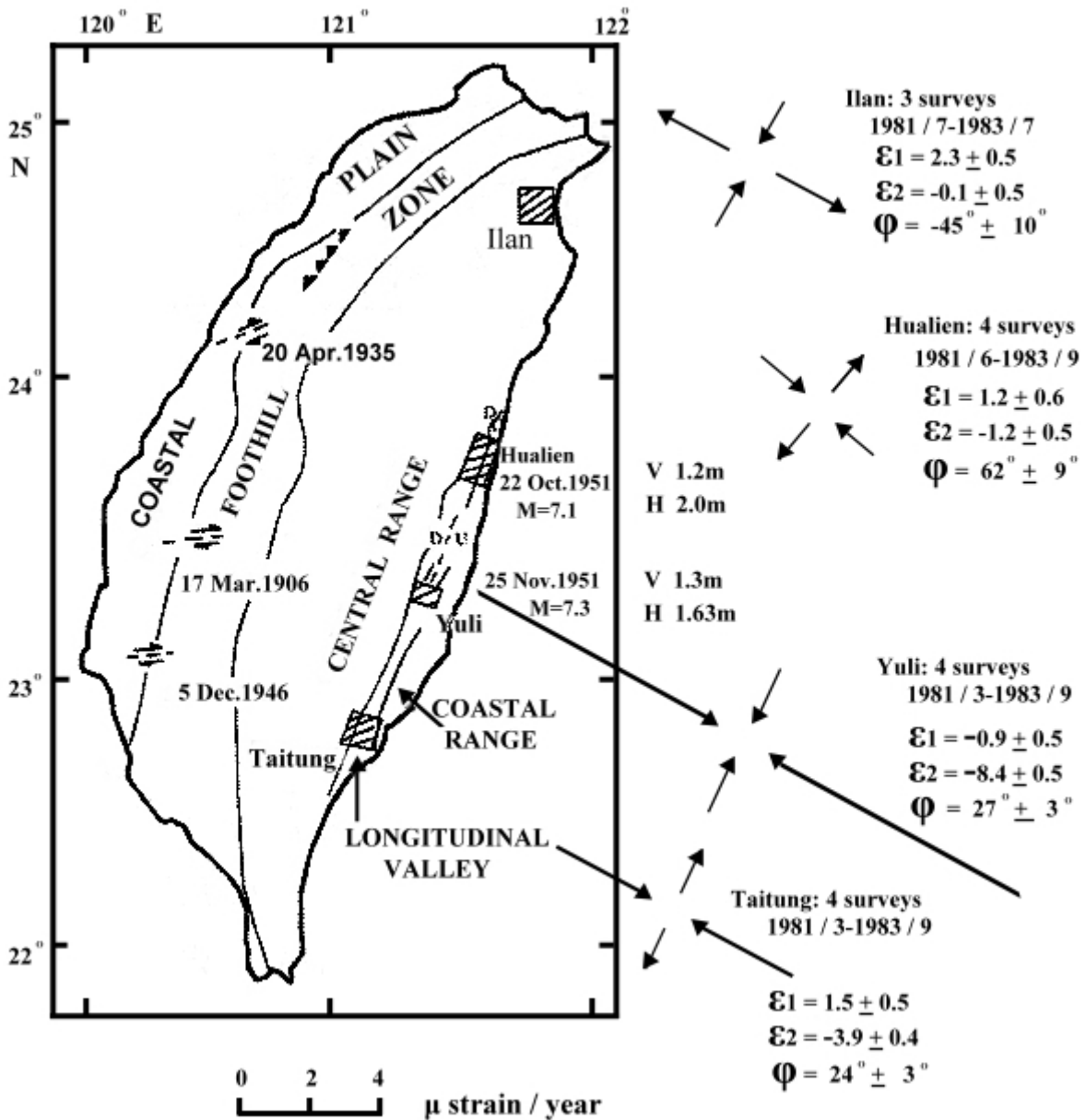


圖4. 台灣東部四個三邊測量網之平均主應變率，正值表伸長，負值表縮短（Yu and Lee, 1986）。

圖五

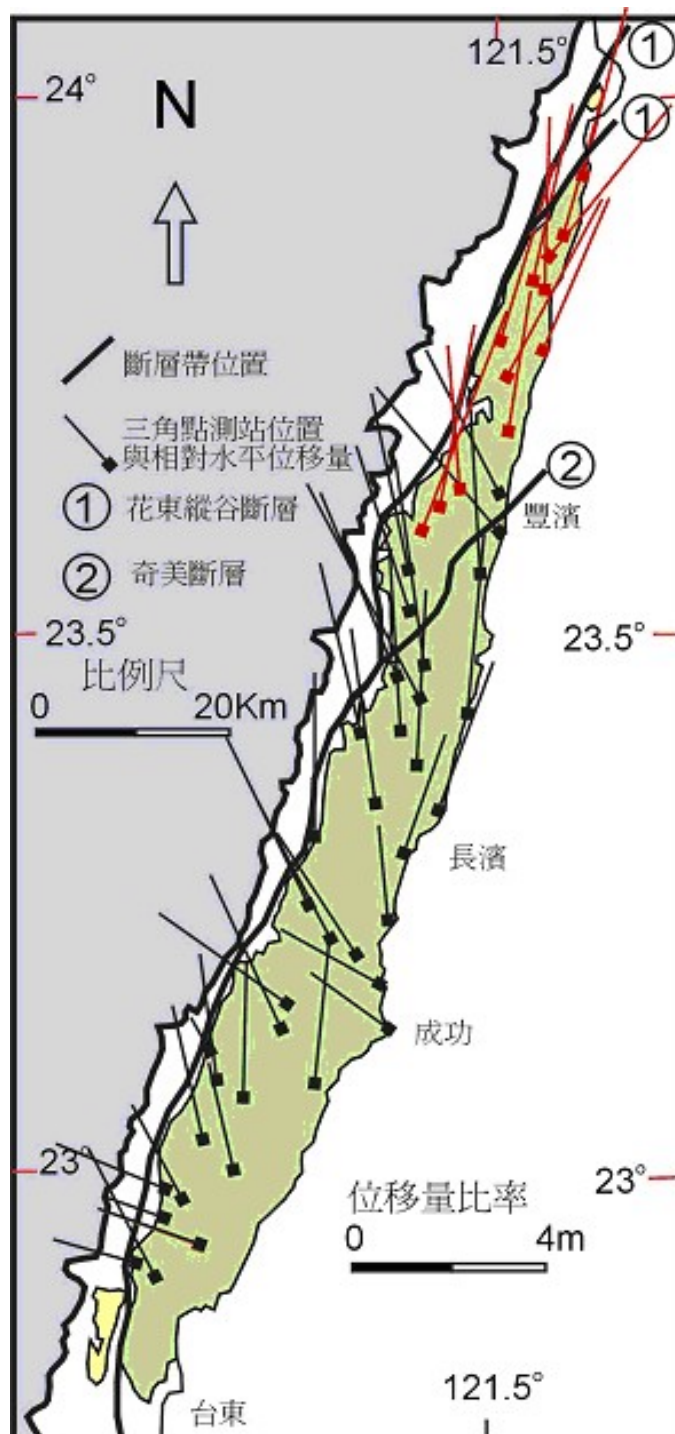


圖5. 根據畢 (Biq, 1984) 利用1914-1921年與1976-1979年間海岸山脈相隔約66年的三角點測量資料，本文將花東縱谷斷層與奇美斷層位置加入可以發現奇美斷層南北兩側地塊相對於中央山脈的水平位移方向有極大的差異；北段為北偏東110，南段為北偏西220（陳與王，1996）。

圖六

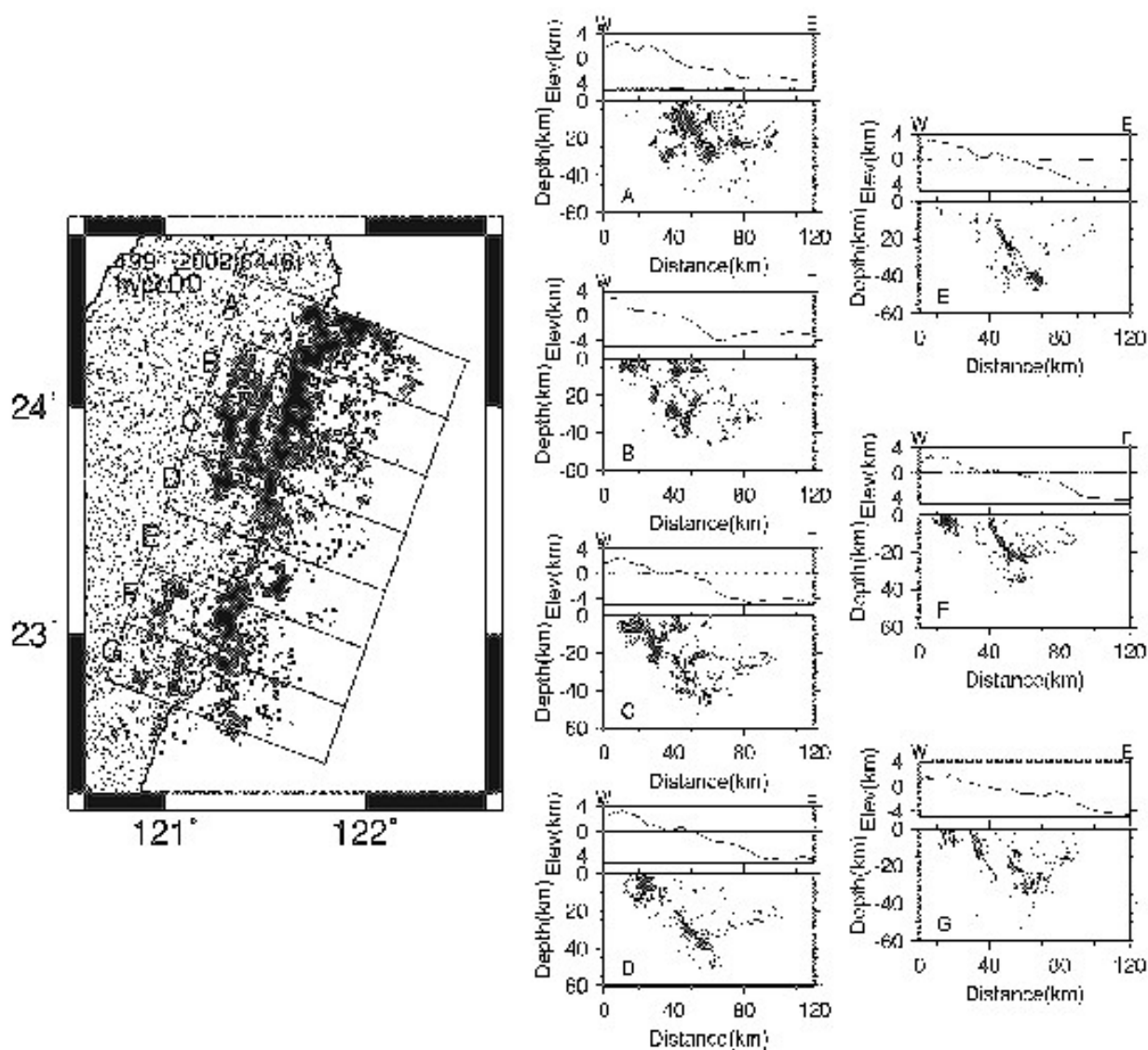


圖6. 縱谷斷層南側明顯可見斷層面向東傾斜約 50° , 斷層面延伸深度約40公里 (Wu et al., 2004)。

圖七

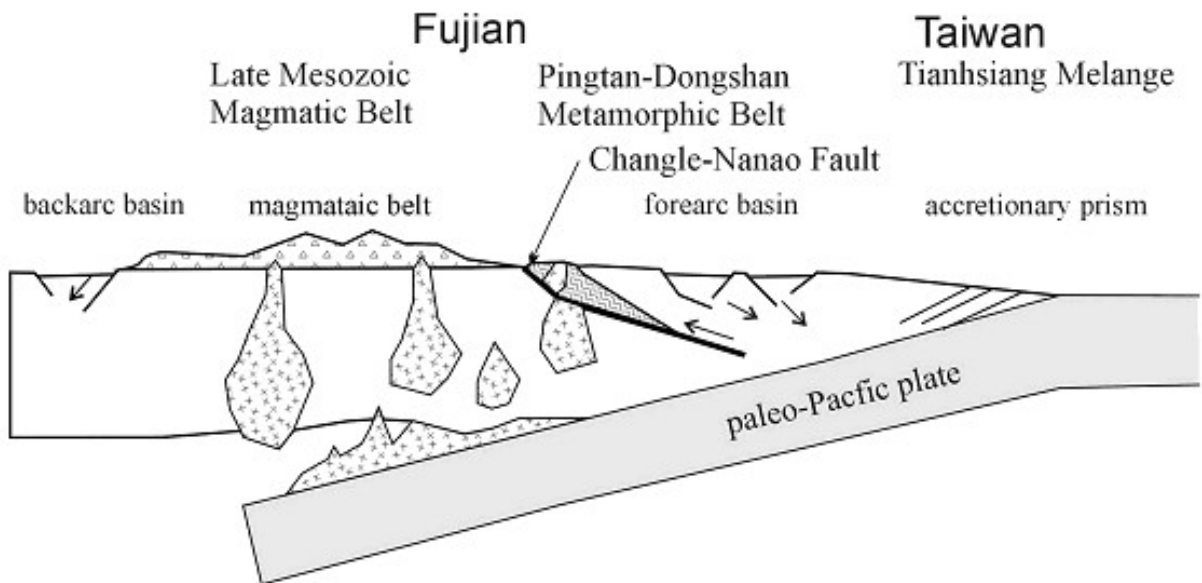


圖7. 晚中生代古太平洋板塊以安地斯型模式向西隱沒，大南澳變質雜岩位在隱沒帶前緣增積岩體的構造環境（Chen et al., 2003）。

圖九

Coastal onlap Eustatic curves
(modified from Haq *et al.* (1988))

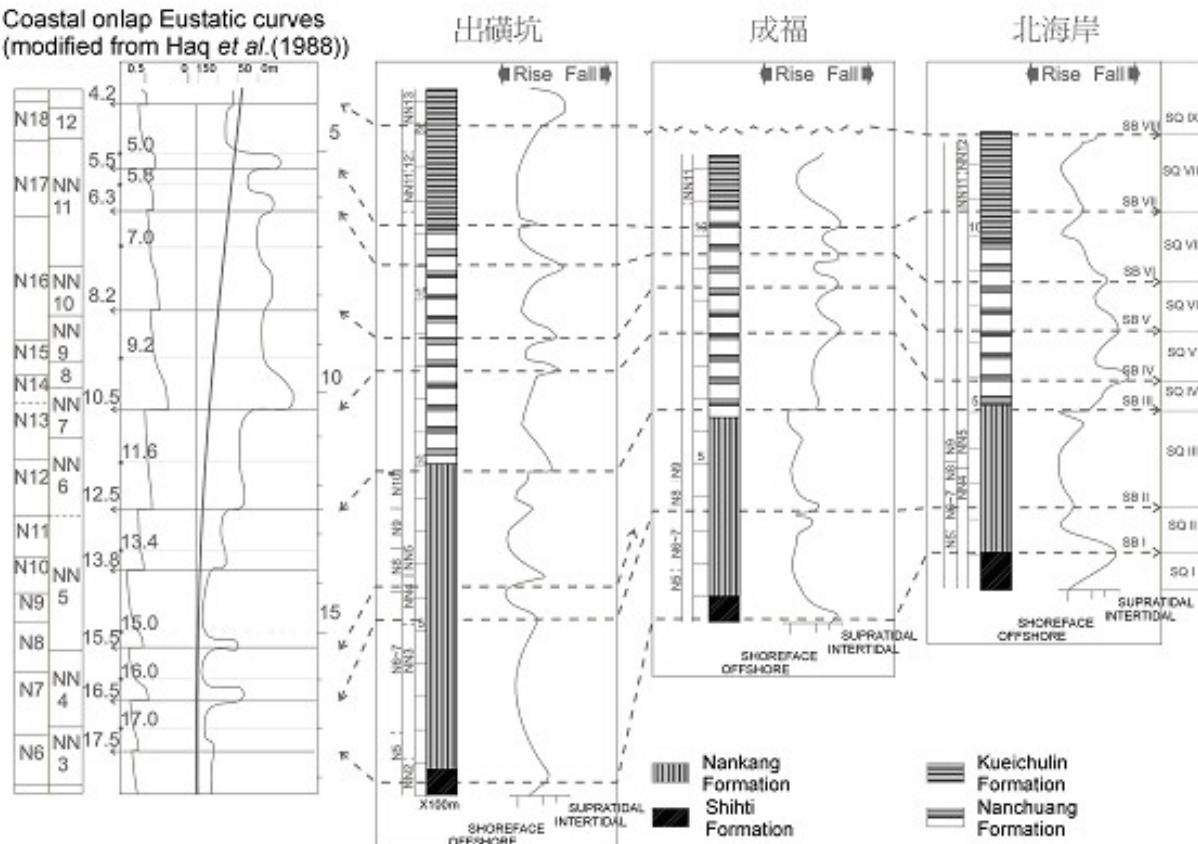


圖9. 北部地區中新世沉積環境與層序對比 (Yu and Teng, 1997)。

圖十

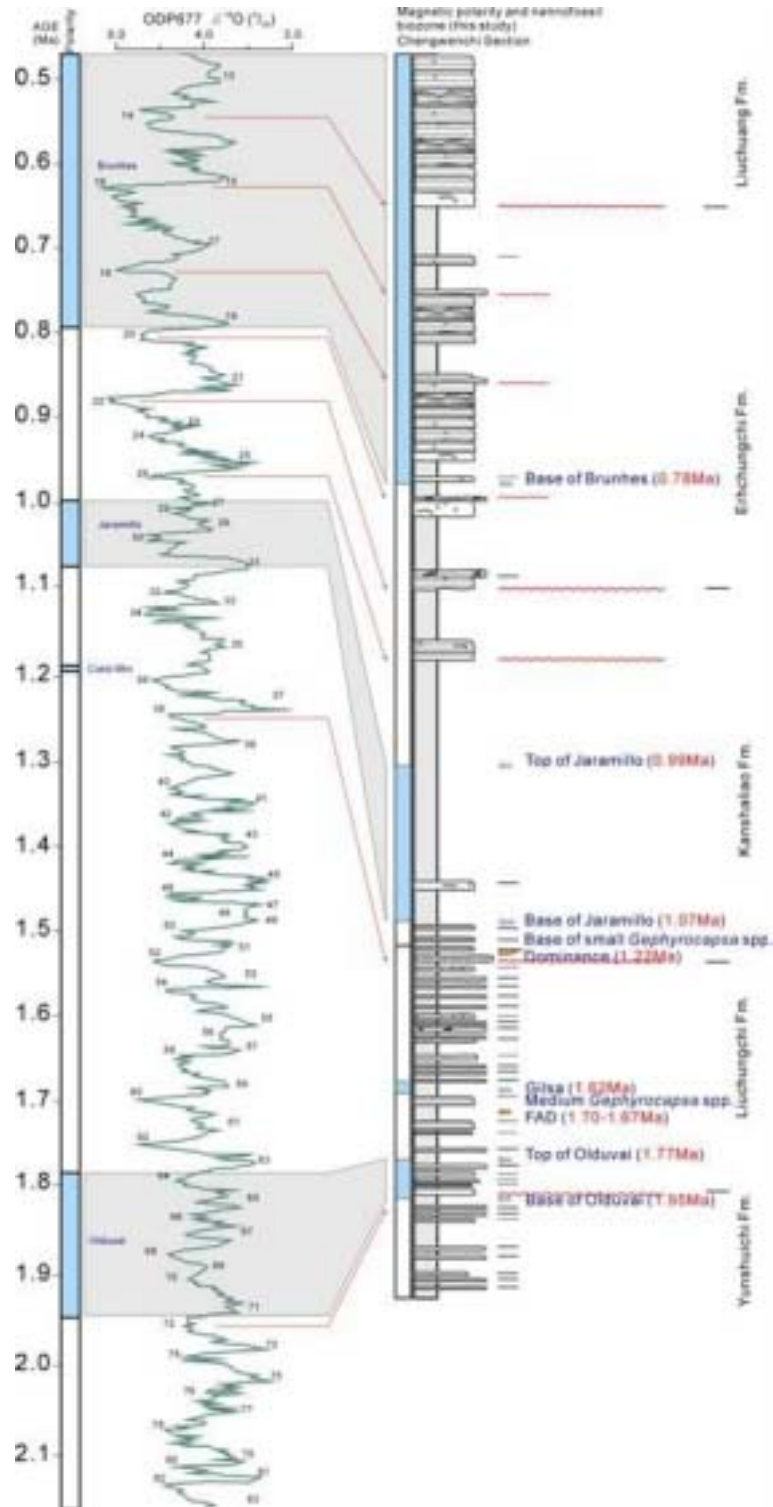


圖10. 台灣西南部上-更新世沉積環境與古氣候關係，200-90萬年之間的環境變遷受到4萬1千年週期性氣候變化影響；90萬年之後，受到10萬年週期性氣候變化影響（Chen et al., 2001a）。

圖十二

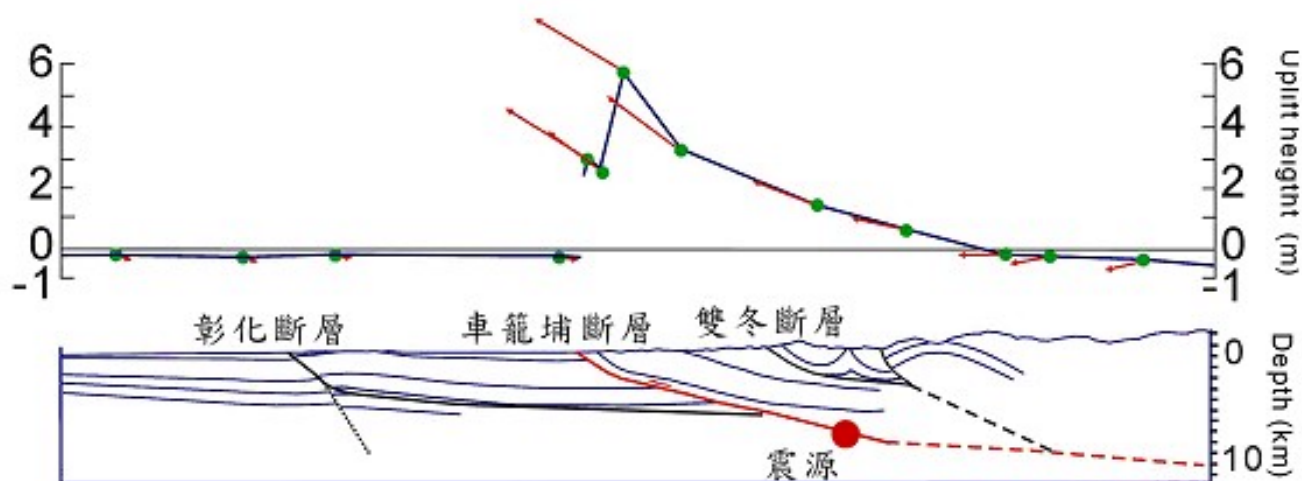


圖12. 921地震斷層上盤抬升區位於車籠埔斷層的斷坡之上，斷坡東側下陷區位在車籠埔斷層的斷坪上方。

圖十三

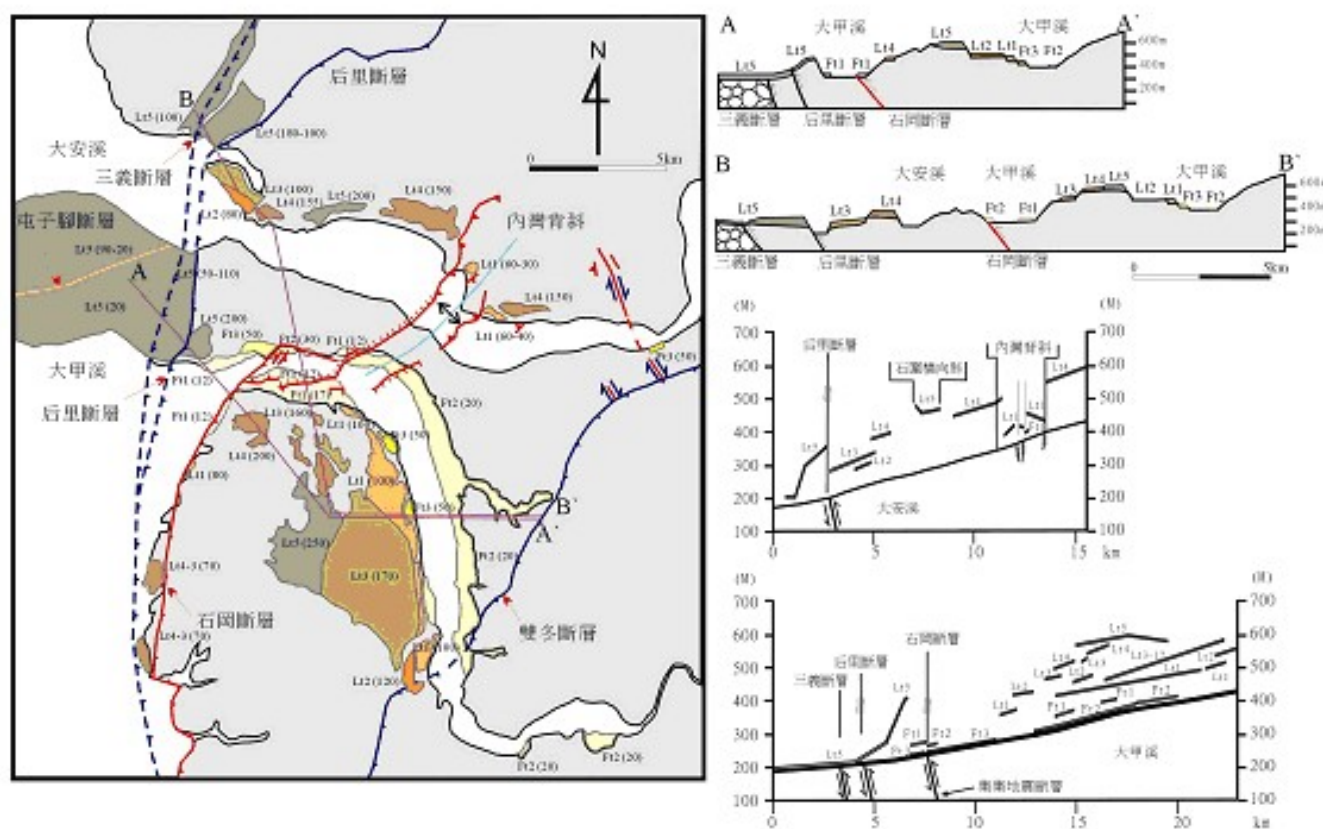


圖13. 大安溪與大甲河流域三義斷層、后里斷層與石岡斷層與階的構造關係及各階面與河床的比高，全新世河階都分布在石岡斷層（921地震斷層）的上盤（Chen et al., 2003）。

圖十四

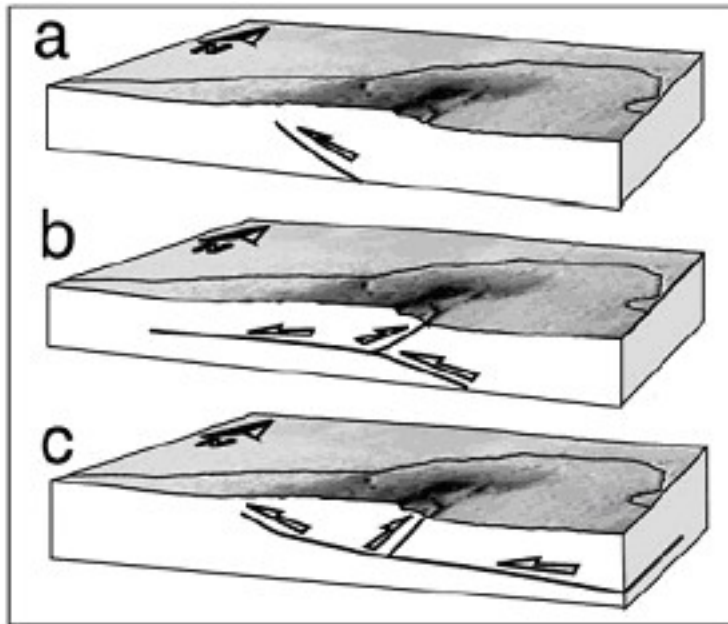


圖14. 台南台地受到台南斷層作用影響在斷坡構造上形成背斜構造（Fruneau et al., 2001）。

圖十五

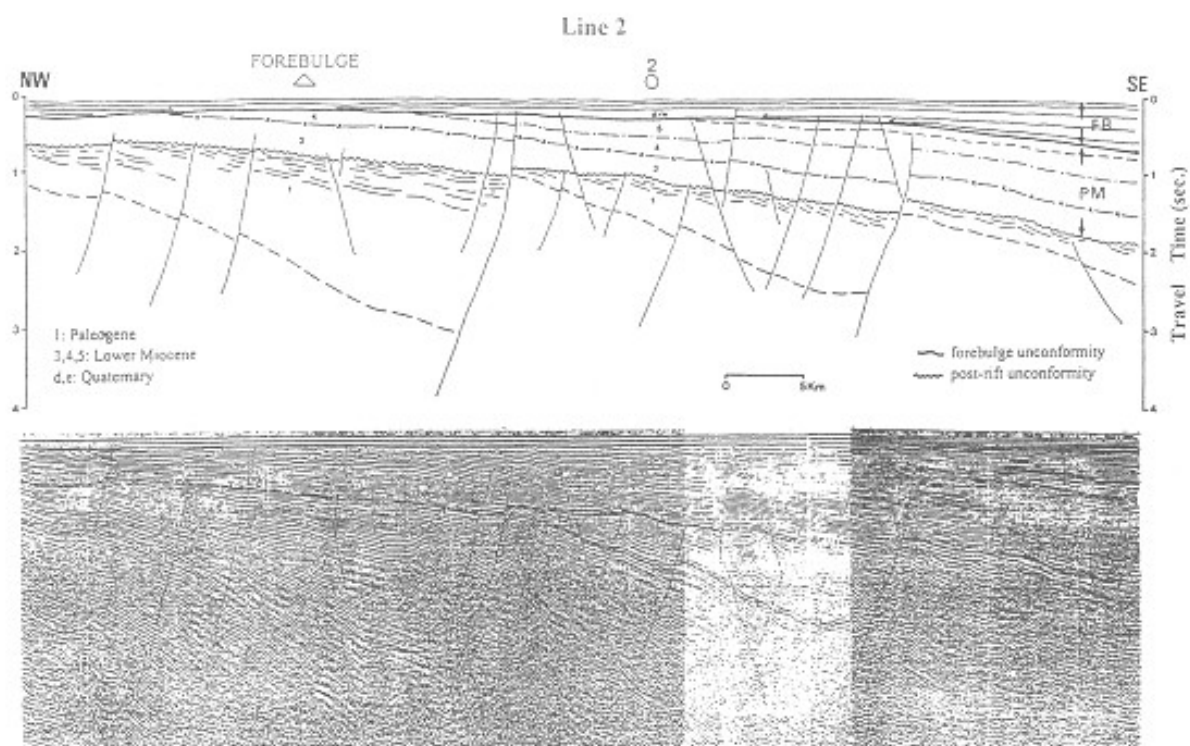


圖15. 苗栗外海震測剖面，上新世沉積層（FB）不整合在晚中新世沉積層（PM）之上（Yu and Chou, 2001）。

圖十六

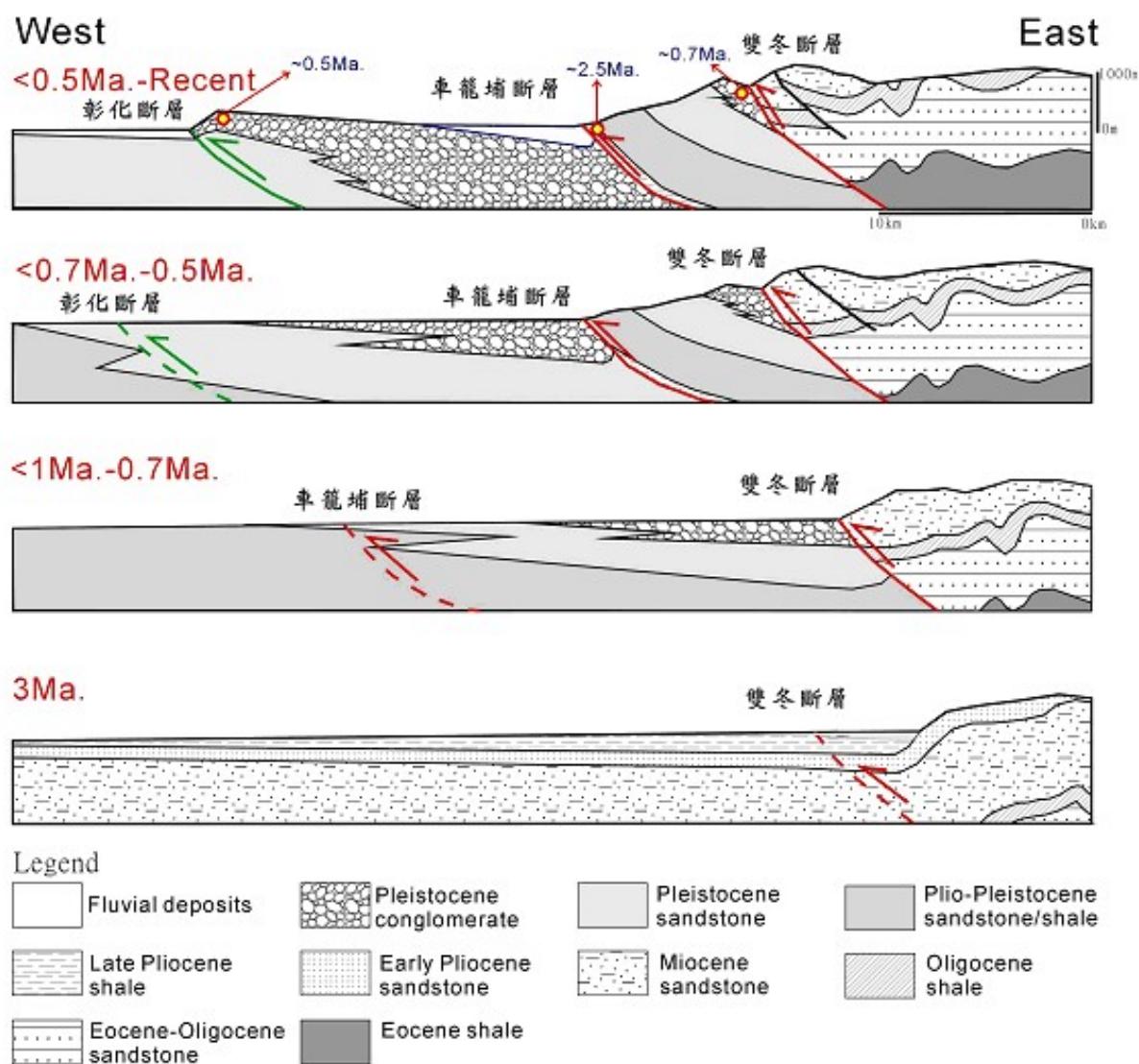


圖16. 台中地區晚上新世以來前陸盆地隨著雙冬斷層、車籠埔斷層與彰化斷層的形成，使得前陸盆地逐漸向西遷移（陳等人, 2000a）。