NCDR
國家災害防救科技中心

The Seismic Zones of Taiwan

臺灣地震帶

06 章
討論與結論

歷經 1500 萬年的蓬萊運動，臺灣是歐亞與菲律賓海板塊碰撞形成的造山帶，受到強烈的變質、變形、抬升與剝蝕作用，而形成了地質複雜的山脈。為了深入了解地殼的構造活動與地震帶分布，本研究利用震波層析成像水平剖面（Vp/Vs 值，**圖 6–1**；Vp，**圖 6–2**；Vs，**圖 6–3**；Vp 異常擾動值，**圖 6–4**；Vs 異常擾動值，**圖 6–5**）、地震分布以及震源機制分析，配合地質構造的解釋，對陸海域的八個地質構造區進行研究，包括陸域的海岸山脈、脊樑山脈、雪山山脈、西部麓山帶、海岸平原與北部張裂帶地質構造區，以及海域的琉球隱沒帶與馬尼拉隱沒帶。以下簡述並討論各構造區的地震與地質特性。

6.1 海岸平原地質構造區

海岸平原地質構造區屬於前陸盆地環境，位於麓山帶前緣斷層（彰化斷層、桐樹湖斷層、嘉義斷層、新營斷層、台南斷層）的下盤，範圍自大安溪至曾文溪。曾文溪以南的海域已轉為隱沒帶增積岩體，盆地型態也由前陸盆地轉變為楔頂盆地（wedge–top basin; Chiang et al., 2004）。

晚新近紀以來，海岸平原大量堆積來自造山山脈的碎屑沉積物。由於快速的沉積速率，短暫的第四紀期間就堆積超過 3000 公尺的巨厚沉積層（Chen et al., 2001, 2018, 2023）。原因是前陸盆地地殼受到板塊擠壓與沉積物荷重的影響，導致地殼產生撓曲作用，盆地除了快速沉陷之外，部分盆地還引發地震；如雲嘉南地震帶，從西部麓山帶延伸至嘉南平原（前陸盆地），在淺層地殼中發生頻繁的地震，以橫移作用為主（**圖 6–6**）。然而，大安溪至八掌溪之間的中彰海岸平原則呈現無震狀態，屬於北港高區無震帶（**表三**）。

依據淺層地殼的 Vp 異常擾動值（**圖 6–4**），顯示深度 10~20 公里，在古近紀拉張時期形成的地壘與地塹。如北港高區呈現高 Vp 異常擾動值（正值）的高速層，將海岸平原分隔成南北兩區的低 Vp 異常擾動值（負值）的低速層，即台南與台西地塹盆地（**圖 6–4**）。此外，深度約 7.5 公里以上的 Vp 與 Vs 的速度構造（**圖 6–2**，**圖 6–3**），也顯示北港高區南北兩側呈現低速的盆地結構。

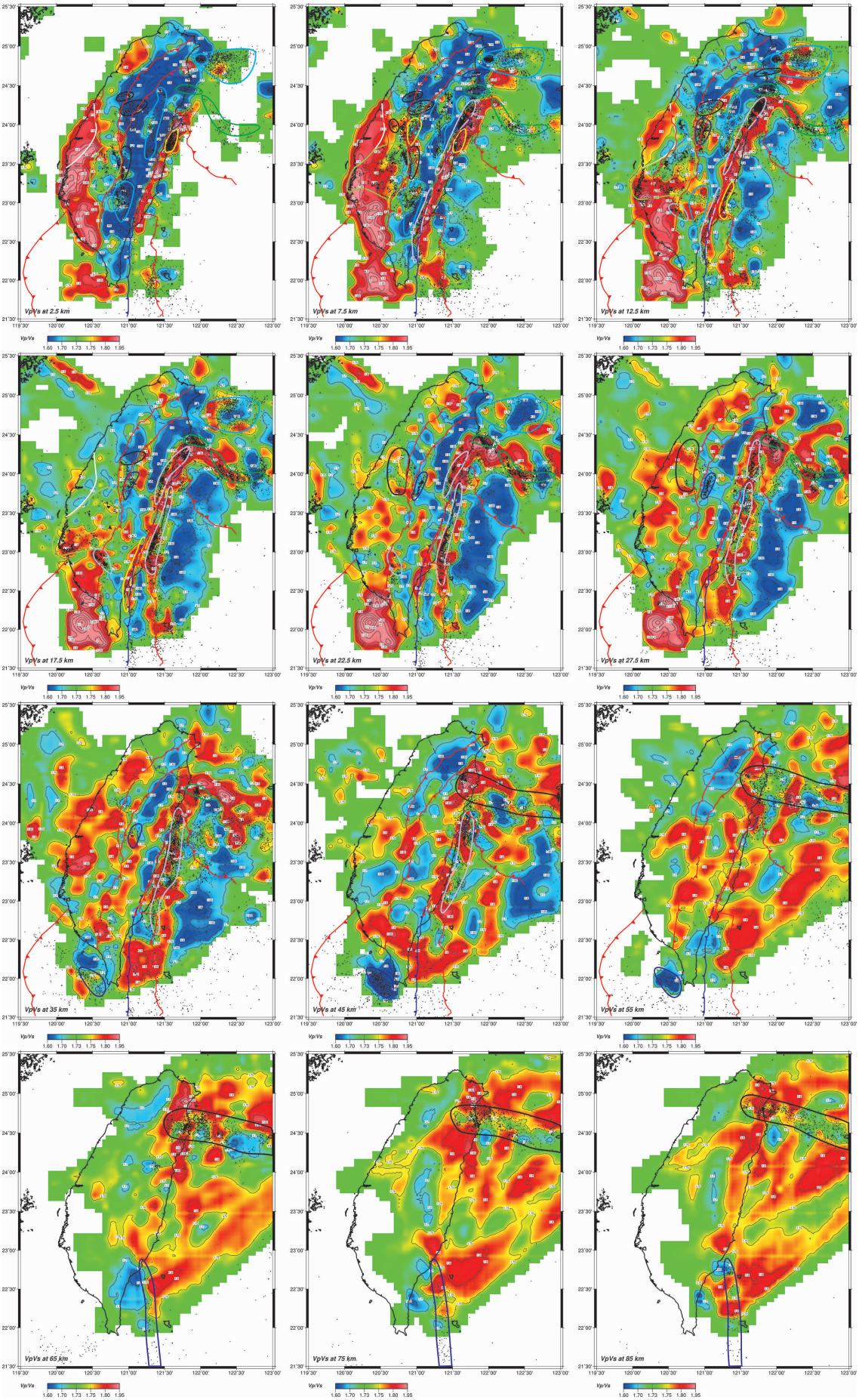


圖 6–1、臺灣全島深度 2.5~85 公里的 Vp/Vs 值。

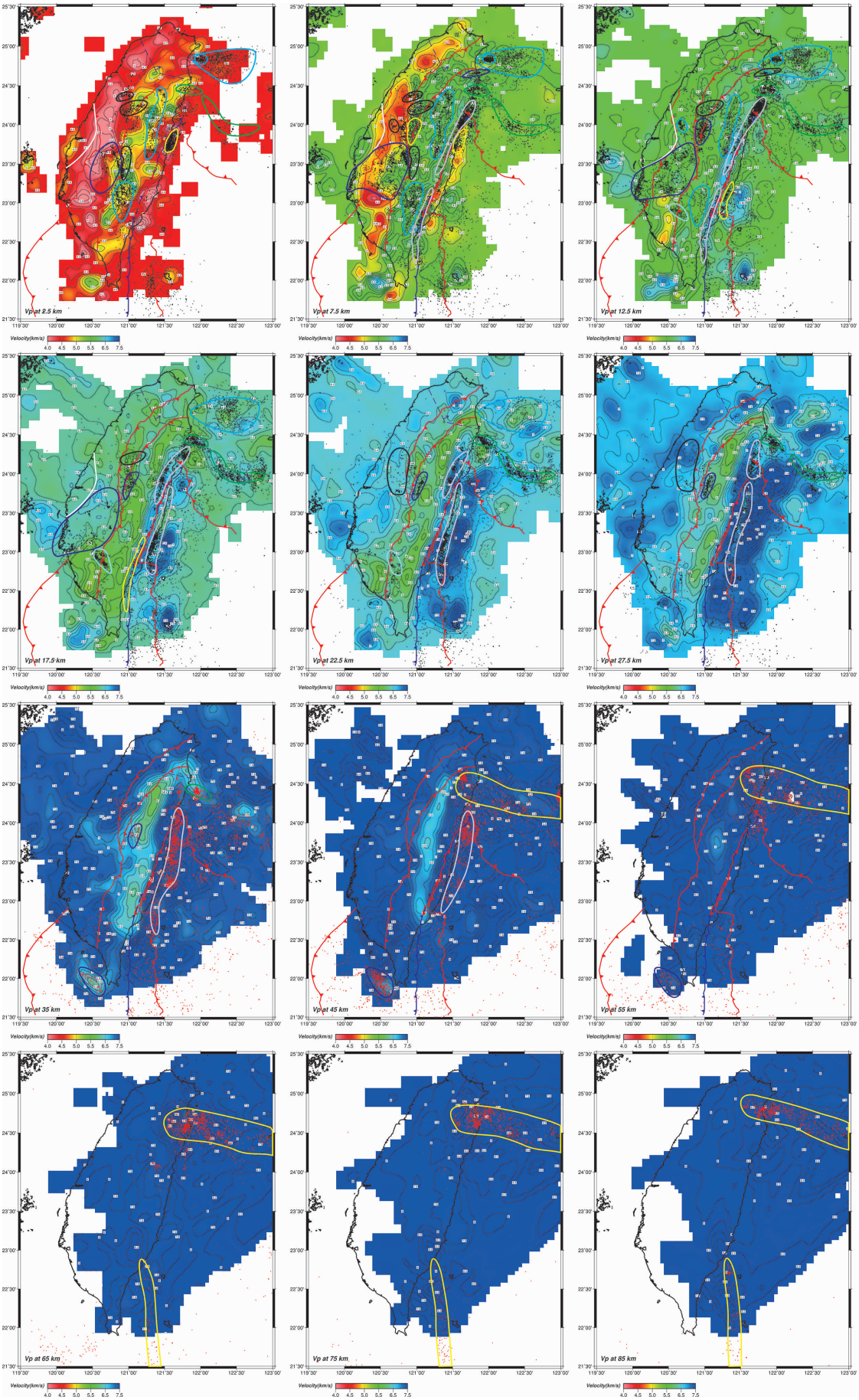


圖 6–2、臺灣全島深度 2.5~85 公里的 Vp 速度。

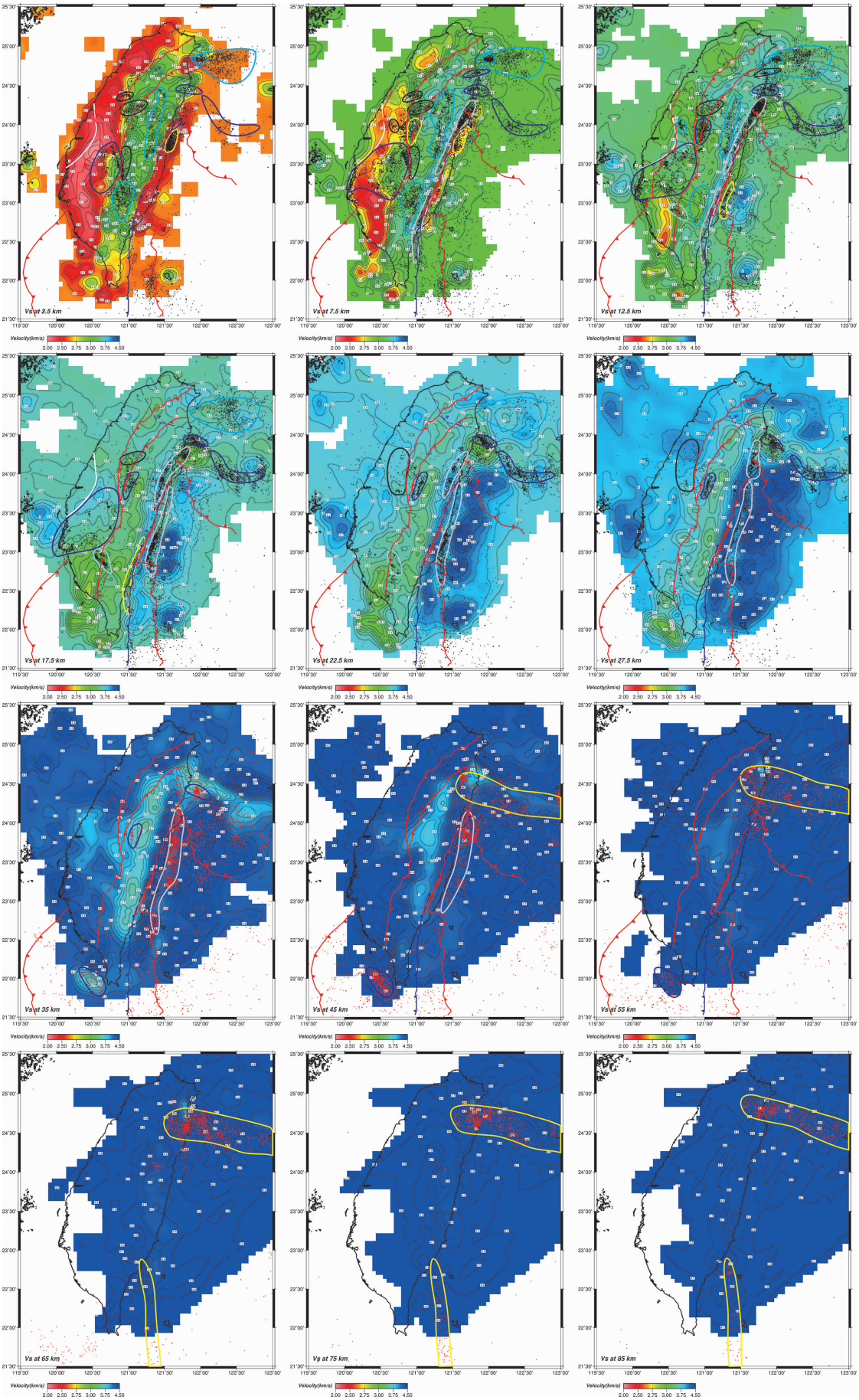


圖 6–3、臺灣全島深度 2.5~85 公里的 Vs 速度。

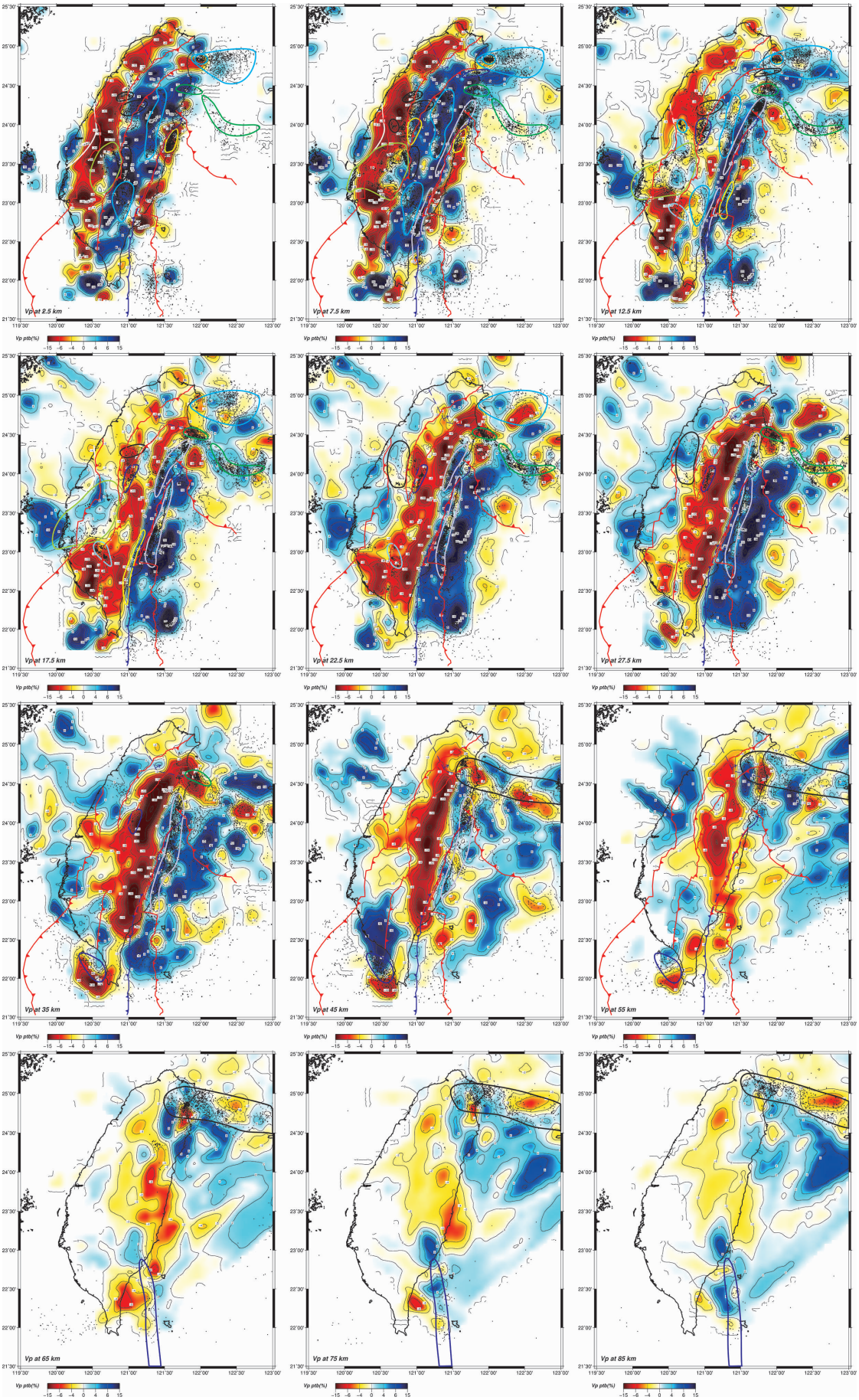


圖 6–4、臺灣全島深度 2.5~85 公里的 Vp 異常擾動值。

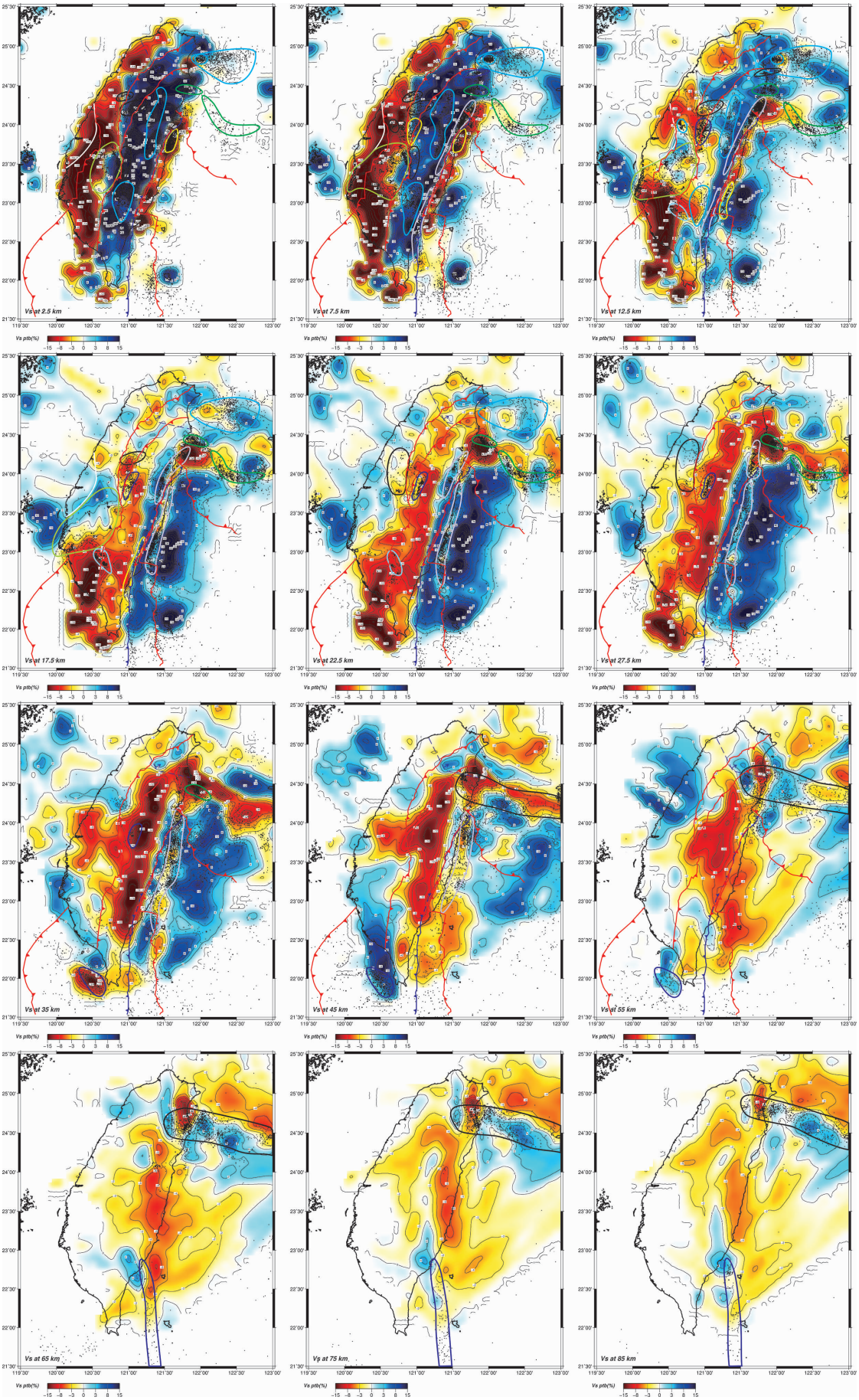


圖 6–5、臺灣全島深度 2.5~85 公里的 Vs 異常擾動值。

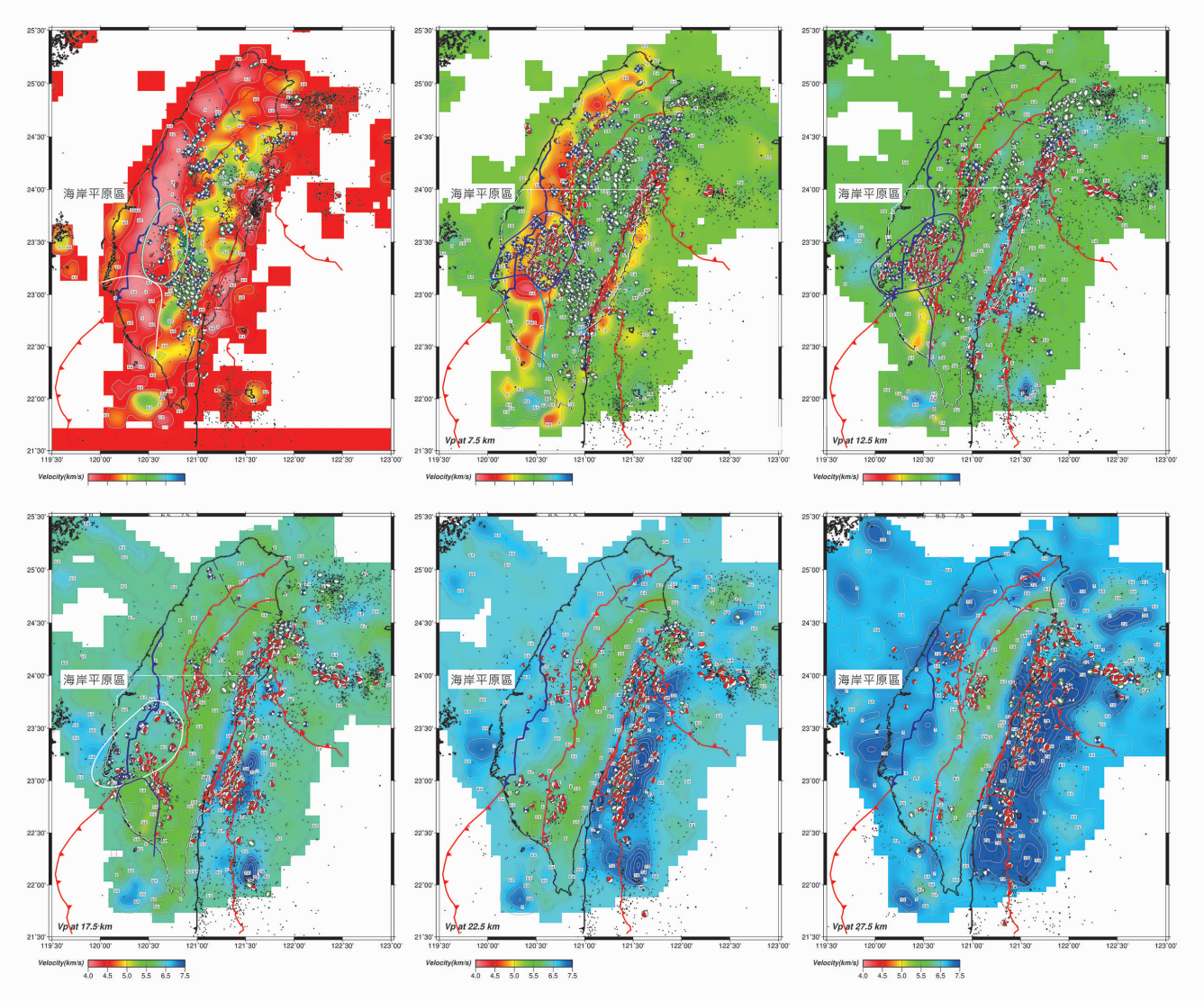


圖 6–6、海岸平原地質構造區位於前緣斷層 (藍線) 西側。

6.2 西部麓山帶地質構造區

更新世以來，西部麓山帶是褶皺與逆衝斷層構成的褶皺山脈，根據岩層時代、地形與構造等特性，可進一步再分為內麓山帶與外麓山帶。內麓山帶岩層以中新統為主，褶皺的波長約數公里，外麓山帶岩層以上 ー 更新統為主，褶皺的波長數至十數公里，呈現開放性褶皺。從山脈的剝蝕與構造的作用，顯示西部麓山帶也是與臺灣造山帶由東向西形成的時序一樣，先形成內麓山帶，再形成外麓山帶。利用震波速度構造分析先後形成的內外麓山帶的地層結構，顯示 Vp/Vs 值 (圖 6–1) 在內與外麓山帶存在顯著的差異，內麓山帶呈低 Vp/Vs 值 (<1.75) 的高速層，而外麓山帶呈高 Vp/Vs 值 (>1.75) 的低速層，指示較晚形成的外麓山帶是相較鬆軟含水的沉積岩層。

西部麓山帶是臺灣造山帶中最年輕的山脈，大多數的活動斷層都分布在此地質構造區。從總體地質構造區的地震頻率來看，西部麓山帶的地震數量相對較低，約 15%，遠低於東部碰撞帶的約 65%，原因是東部處於聚合板塊邊界，地殼應變量大。此外，依據地震地質特

性分析，西部麓山帶可以劃分為四個大尺度的地震帶，由北而南分別為桃竹苗、中彰投、雲嘉南與高屏地震帶。由地震空間分布來看，西部麓山帶的地震主要發生在淺部地殼，約 5~20 公里深（Vp <5.5 km/s；**圖 6–2**），並以脫底斷層分為上下兩層的地震帶，斷層面微朝東傾斜，從深度約 5 公里向東變深至約 10 公里（**圖 6–7**，**表三**）。上層由數條呈疊瓦狀逆斷層連結至脫底斷層構成的褶皺－逆衝斷層山脈，而下層屬於堅硬岩盤，存在受近期造山擠壓而再活動的構造，由張裂時期產生的正斷層反轉為逆斷層或橫移斷層的活動。因此，脫底斷層的上下層地震帶中，包含了許多斷層構成的小尺度地震帶，如泰安地震帶、草屯地震帶、阿里山地震帶、口社地震帶等等（**表二**）。然而，雖然這些小尺度地震帶在近 30 年期間有明顯的地震活動，但還有許多斷層處於鎖定狀態，未形成地震群集，未被劃為地震帶。因此，在進行地震災害評估時，應關注這些小尺度地震帶（各斷層或斷層區段）的存在與地震地質特性。

雖然西部麓山帶地震發生頻率較東部碰撞帶還低，但根據災害性地震的頻率來看，此區域是屬於高潛勢區域。除了災害與人口密度有關之外，淺層孕震構造（<10 公里）的活動頻

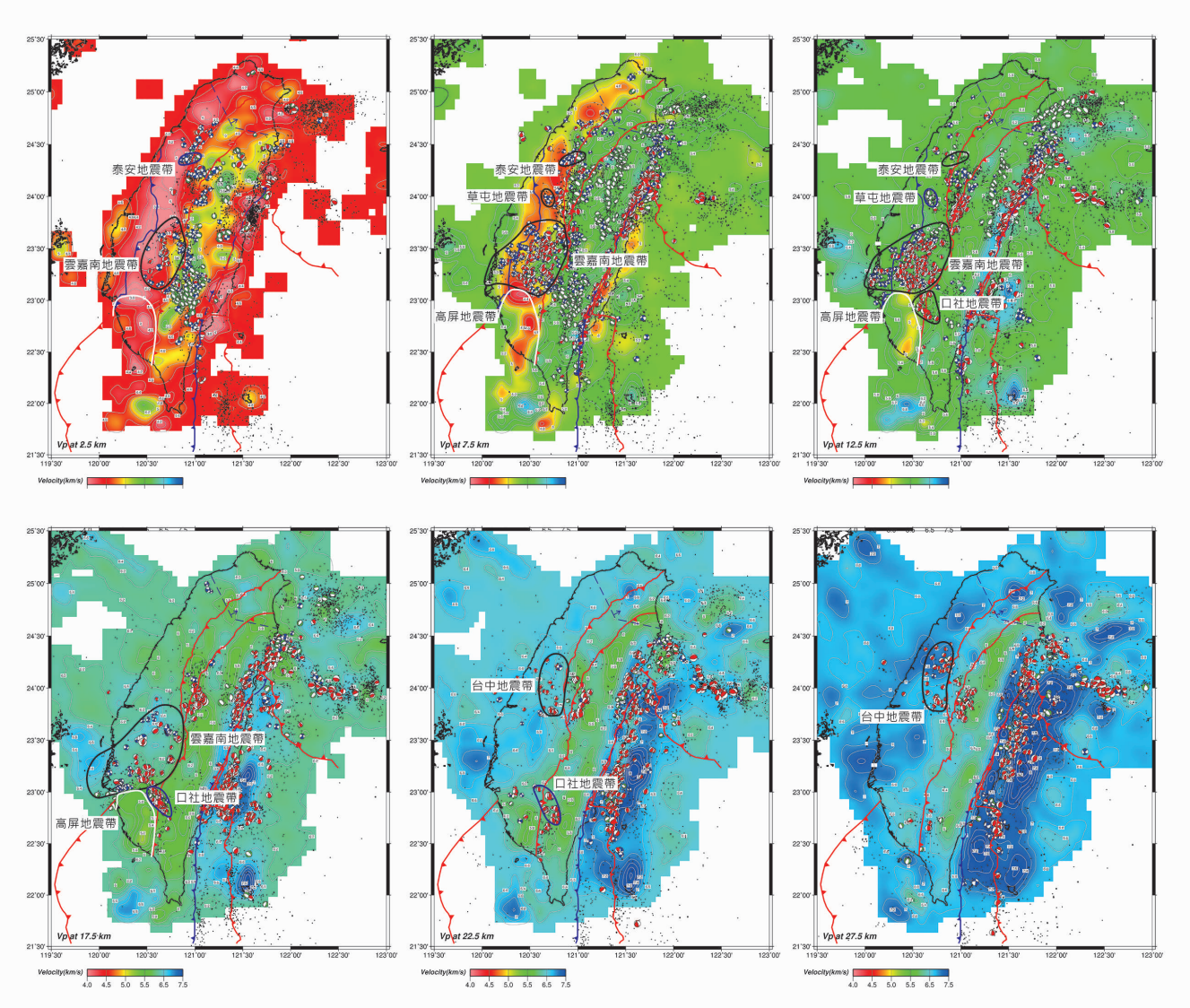


圖 6–7、西部麓山帶中位於深度 >10 公里的地震帶（黑線）。

率與近期發生機率也有密切關係。百餘年來，西南部麓山帶曾發生一些較大的災害性地震，包括 1906 年梅山地震 M_L 6.7、1941 年中埔地震 M_L 7.0、1946 年新化地震 M_L 6.1、1964 年白河地震 M_L 6.3，2016 年美濃地震 M_L 6.6。這些屬於雲嘉南地震帶的極淺層地震，大多與褶皺－逆衝帶中位於深度 <10 公里的逆斷層活動有關（圖 4–8）。

6.3 雪山山脈地質構造區

雪山山脈與西部麓山帶的地質特性有顯著差異，雪山山脈屬於輕度變質岩帶，而西部麓山帶則屬於沉積岩帶，兩者在變質度上呈現明顯的差異。從地殼速度構造來看，雪山山脈在 <10 公里地殼的 Vp 與 Vs 異常擾動值為正值的高速層，而西部麓山帶為負值的低速層。此外，另從新期構造特性來看，中更新世以來，北段雪山山脈地質構造區已轉為地殼拉張環境（北橫公路以北）；南段還處於碰撞造山環境，存在三個地震帶為李棟山、雪山與埔里地震帶（圖 6–8，表三）。

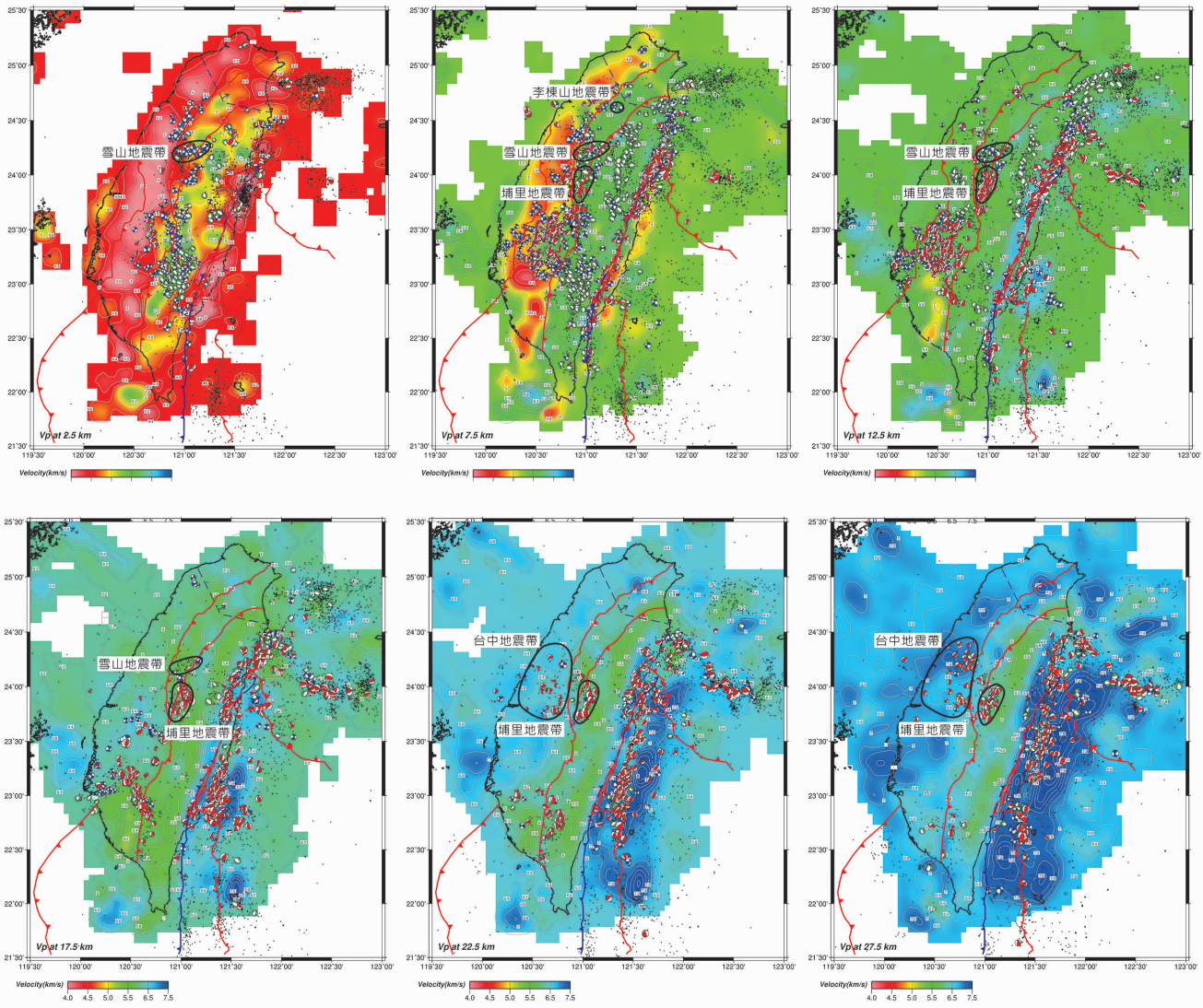


圖 6–8、南段雪山山脈地質構造區分布有三處地震帶，李棟山地震帶、雪山地震帶與埔里地震帶。

雪山地震帶的地震群集呈現團塊狀分布，地震以橫移作用形式為主（圖 6–9，圖 6–10）。雪山地震帶大多位在 Vp/Vs 值（1.7~1.75）略高且 Vs 異常擾動值較低的低速層，深度 6~14 公里（圖 6–1，圖 6–5）。相較下，雪山山脈北段的淺層地殼屬於 Vp/Vs 值（1.6~1.7）的高速層，極少發生地震。從 Vp/Vs 與 Vs 的速度構造，以及地震呈現團塊狀分布（6.8.5 節），顯示雪山地震帶屬於具裂隙的含水岩層。然而，當地殼深度>20 公里時，速度構造呈現低速帶，表示雪山山脈在深逾 20 公里的地殼可能具高熱流（高地溫梯度）且具塑性，因此少有地震。

埔里地震帶是西部麓山帶的脫底斷層向東延伸至雪山山脈底下的地震帶，此帶產生一朝東傾斜的斷坡構造，形成一深度 10~35 公里的地震帶，921 集集地震之後常發生 >M_L 6.0 地震，震源機制以逆移作用為主。

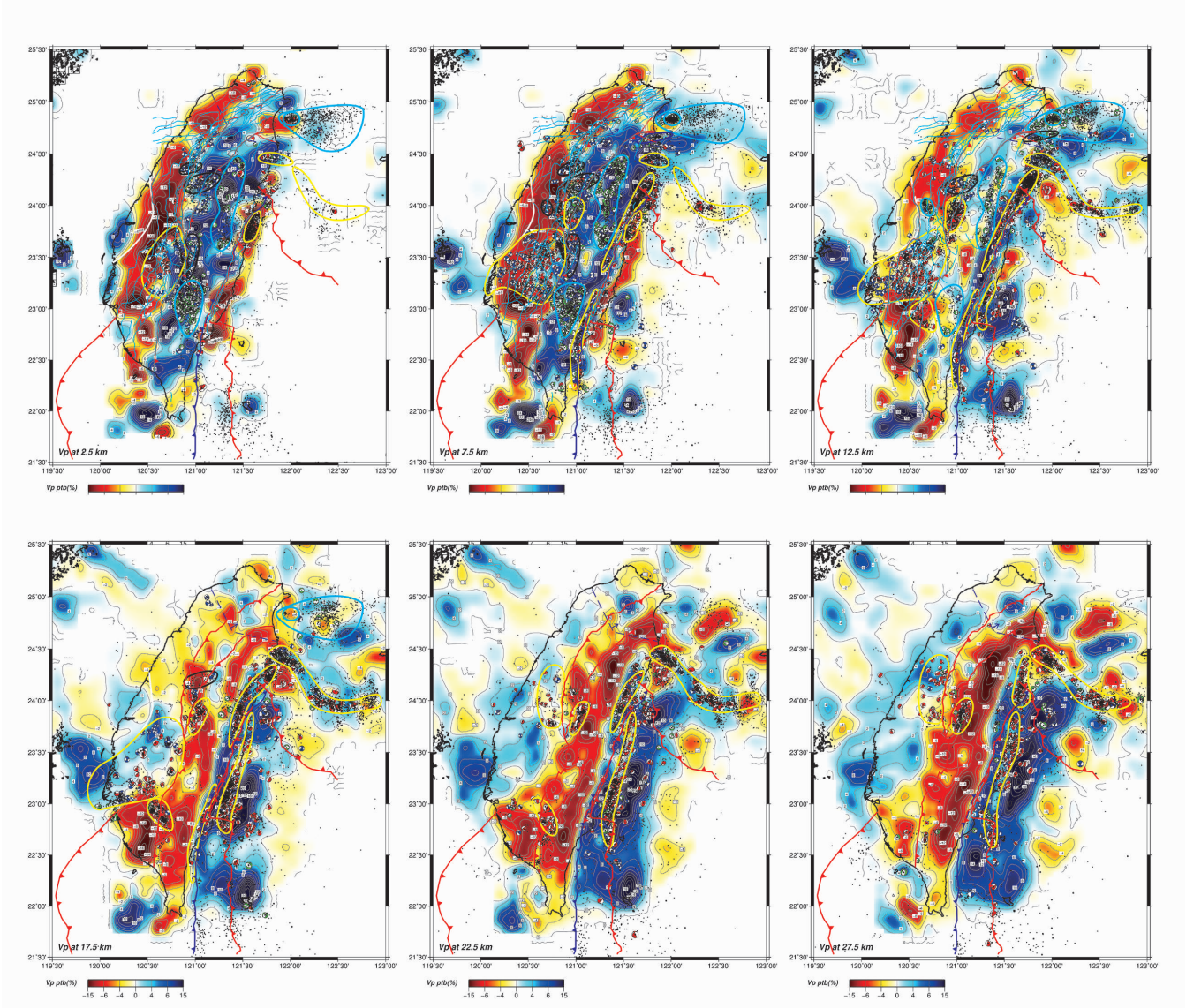


圖 6–9、雪山山脈地殼在深度 >20 公里時，Vp 異常擾動值明顯轉變為正值。

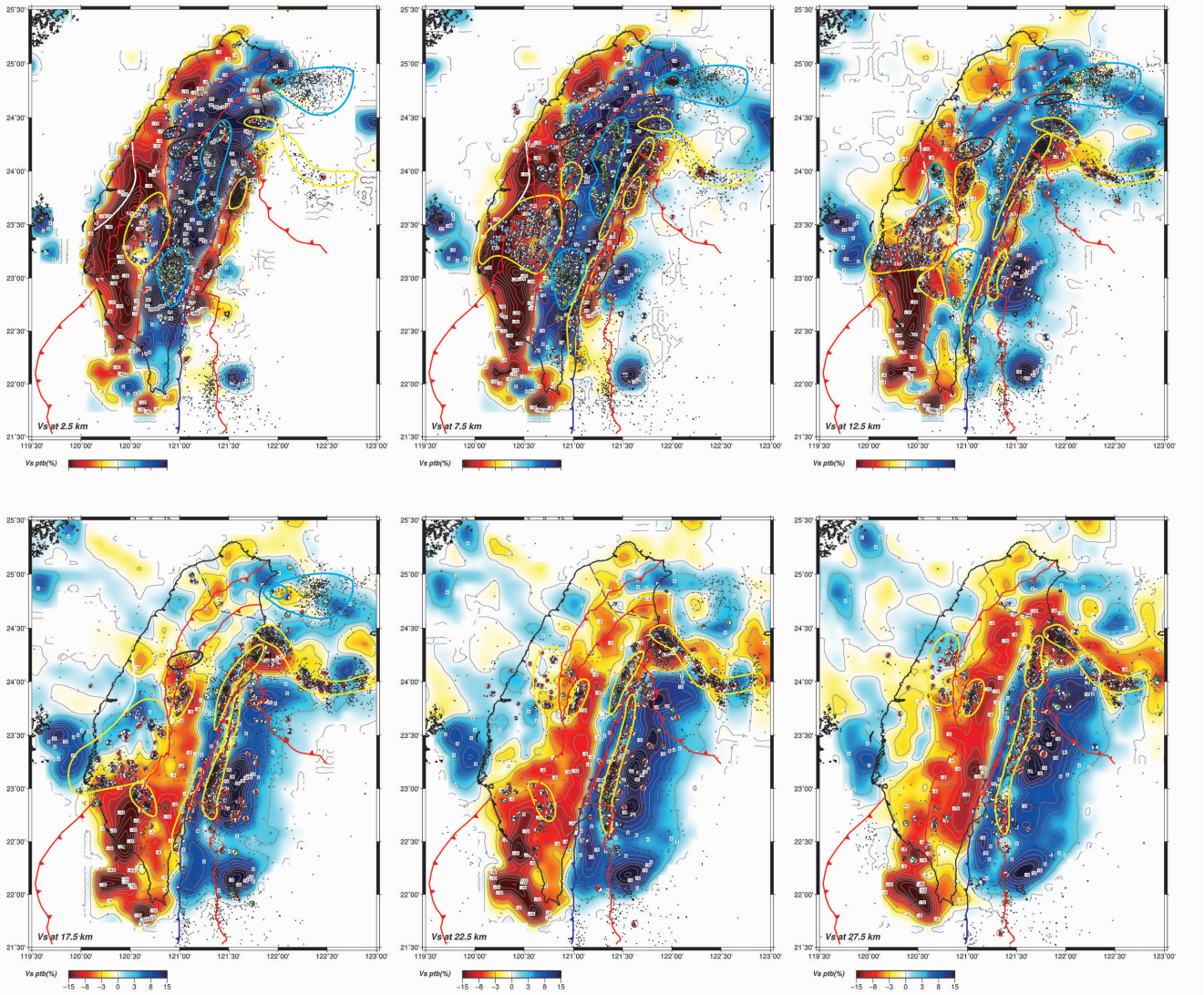


圖 6–10、雪山山脈地殼在深度 >20 公里時，Vs 異常擾動值明顯轉變為負值。

6.4 脊樑山脈地質構造區

臺灣山脈中海拔高度超過 3500 公尺的山岳大多分布在脊樑山脈。無論從地形、岩層年代、變質度、形成年代以及抬升與剝蝕速率等多方面的地質特徵來看，脊樑山脈代表了臺灣造山山脈的核心。蓬萊運動的過程，脊樑山脈形成於晚中新世，是最早形成的山脈，範圍北從蘇澳南至恆春半島，東側以兩板塊的碰撞邊界（縱谷斷層）鄰接海岸山脈。

透過 Vp 與 Vs 速度構造分析（圖 6–2，圖 6–3），顯示深度 20~50 公里的速度構造與西側的雪山山脈與西部麓山帶有顯著不同，脊樑山脈形成一 N20° E 走向的低速構造帶。針對 Vs 分析呈現相似結構，速度構造較兩側地殼還低，且 Vp 與 Vs 異常擾動值呈現較低的負值（圖 6–4，圖 6–5）。這些特性顯示在脊樑山脈（稜脊）底下存在一深達約 50 公里的山根構造，並呈現無震狀態。

另外，從 S 波衰減率（Qs）分析顯示，脊樑山脈底下呈現低 Qs 構造，此特性可能與該區域存在高地溫有關（Wang et al., 2010）。脊樑山脈山根深達 50 公里，Vp 與 Vs 異常擾動值呈現負值（圖 6–4，圖 6–5）且具高 Vp/Vs 值的低速層（圖 6–1）。此外，增厚的地殼具超厚 Vp = 5.5~6.5 km/s 的速度層，厚度是西部麓山帶具同速度構造地殼的 2 倍以上。這顯示在造山擠壓作用下，脊樑山脈的中下部地殼呈現增厚且具山根，導致上部地殼呈現上拱作用，並具高地溫的特徵。

更新世以來，山脈在快速隆起與剝蝕作用下，成為臺灣島脊梁，並形成複雜的活動構造。為了解脊樑山脈形成機制，可透過小尺度構造區塊的震源機制分析來進行探討。本研究將脊樑山脈的七個地震帶分為三個區域來討論，1. 脊樑山脈脊梁：脊樑山脈地震帶（南段、中段、北段）；2. 脊樑山脈東翼：中央山脈斷層地震帶（和平段、鳳林段、玉里段、初鹿段、檳榔段）與南澳地震帶；3. 脊樑山脈西翼：玉山地震帶、寶來地震帶、潮州斷層地震帶、阿禮地震帶與恆春斷層地震帶。

蓬萊造山過程，地殼的擠壓形成厚達約 50 公里的山根，均衡作用也使脊樑山脈快速隆起，同時在山脈脊梁引發淺部地殼產生拉張作用。脊樑山脈地震帶的深度 5~15 公里，位於高 Vp/Vs 值的低速層，地震帶北段的 Vp/Vs 值約 1.7~1.75，南段的 Vp/Vs 值約 1.7~1.8（圖 6–1），顯示脊樑山脈地震帶處於具裂隙的富含水的地殼，同時也具高地溫梯度；相反的，周圍沒有地震活動區域的 Vp/Vs 值較低，約為 1.6~1.7，反映不含水的完整地殼。地震多呈現正移作用的形式，北段的拉張方向約 N45~60° E，南段約 N20~70° E（表三）。此外，在深度 15~35 公里的中部地殼，脊樑山脈北段的 Vp/Vs 值較低（<1.7），而南段較高（>1.7）（圖 6–1）。另外，南段在此深度產生了一種特殊的慢地震現象，成因可能與高地溫以及高孔隙水壓有關（Peng et al., 2019）。

脊樑山脈東翼鄰近板塊邊界，中央山脈斷層地震帶是主要的地震帶，全長約 300 公里，地震深度 <20 公里，震源機制為朝東逆衝與逆衝兼左移作用形式，水平擠壓應力方向約 N55° W。另一是南澳地震帶位於脊樑山脈北端，以左向橫移作用為主，最大主應力方向約 N60° E（表三；圖 6–11），此地震帶是菲律賓海板塊的碰撞與隱沒所導致的。

南段脊樑山脈的西翼，以陳有蘭溪 — 潮州斷層與雪山山脈及西部麓山帶為界，玉山地震帶與寶來地震帶多以橫移作用形式的地震為主，最大主應力方向約 N40° W，地震深度 <10 公里。相對地，阿禮地震帶則以逆移作用形式的地震為主，地震深度為 15~35 公里。地震機制與地震分布，顯示脊樑山脈受到板塊的碰撞，使上部地殼產生拱起，中下部地殼則產生壓縮增厚的現象。拱起作用使山脈脊梁產生拉張，而兩翼形成背向的逆衝作用。

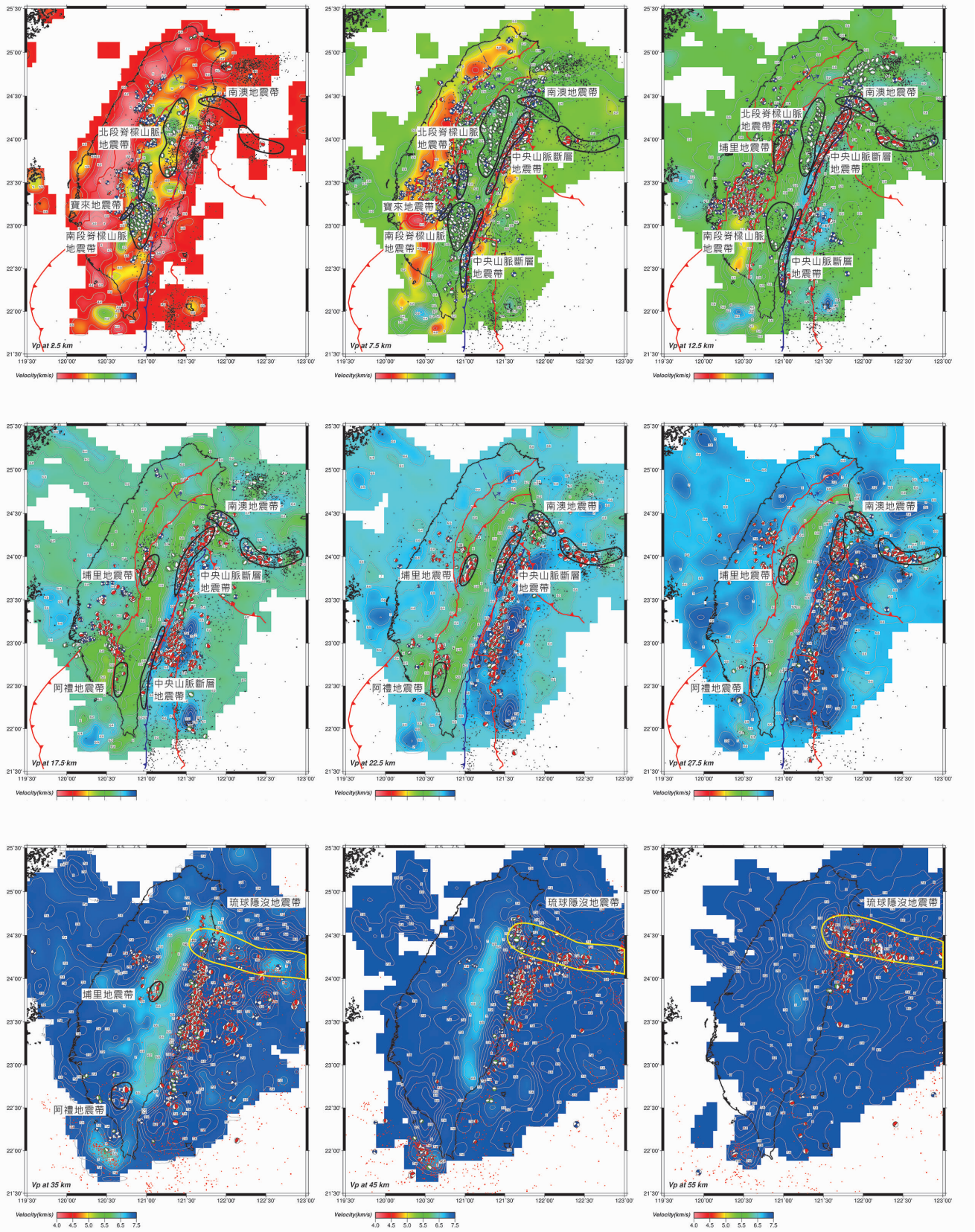


圖 6–11、脊樑山脈地質構造區的地震特性，分為脊梁區域以正移作用形式為主，兩翼以逆移與部分橫移作用形式為主。

6.5 海岸山脈地質構造區

菲律賓海板塊與歐亞板塊聚合形成了複雜的板塊邊界構造，在南側，南中國海岩石圈地殼向東隱沒，形成了馬尼拉隱沒地震帶；在北側，菲律賓海板塊向北隱沒，形成了琉球隱沒地震帶。縱谷斷層構成的碰撞帶成為兩個隱沒帶的轉形斷層（transform fault），連結了南北的隱沒地震帶，稱縱谷斷層地震帶（**表三**，**圖 6–12**）。

海岸山脈地質構造區位在菲律賓海板塊西緣的北呂宋火山弧，自上新世以來，火山弧與歐亞板塊產生碰撞，形成了長約 144 公里的碰撞邊界 — 縱谷斷層，至今仍然是地震最頻繁的地震帶之一（**圖 6–12**）。從花蓮市南延至台東市的南側海域，地震帶向東傾斜，分為四個區段斷層構成的地震帶，北段由性質較為相似的嶺頂斷層地震帶與瑞穗斷層地震帶構成，地震深度 20~50 公里，震源機制屬於逆移作用的形式。南段地震帶由池上斷層與利吉斷層地震帶構成，地震深度主要 <30 公里，震源機制屬於逆移作用的形式。

台東市以南的北呂宋海槽，處於碰撞與隱沒的轉換帶，綠島 — 蘭嶼火山弧尚未與歐亞板塊發生碰撞，之間尚存著殘留的弧前盆地。並於北呂宋海槽與綠島 — 蘭嶼火山弧之間形成了一向東傾斜的綠島 — 蘭嶼地震帶（斷層），震源機制同為逆移作用形式。此地震帶應該是火山弧與歐亞板塊產生聚合時，弧前盆地閉合消失後形成的縱谷斷層地震帶的前身。此外，北段海岸山脈存在一形成於板塊內的豐濱地震帶，地震深度 <10 公里，震源機制為逆移形作用式，受到脊樑山脈朝東逆衝作用影響的地震帶。

6.6 北部張裂帶地質構造區

約 90 萬年前，菲律賓海板塊由碰撞轉為隱沒，導致北臺灣的構造環境由擠壓轉為拉張。地殼拉張造成軟流圈地函上湧，形成了大屯火山群、基隆火山群、東北海域火山（北方四島）以及隱沒形成的龜山島火山弧（Chu et al., 2018）。同時，拉張作用也形成了台北盆地、金山盆地、蘭陽盆地以及東北海域的半地塹盆地。隱沒形成的龜山島火山仍處於活躍狀態，半徑約 5 公里內經常發生 >M_L 3.0 地震，深度 <20 公里，震源機制為正移作用形式，頻繁的地震可能與岩漿活動有關（**圖 6–13**，**表三**）。

當地殼轉為拉張作用時，地震的活動機制也隨之轉變為正移作用的形式。北臺灣形成了幾處地震帶，有蘭陽盆地中的濁水斷層地震帶與三星地震帶，走向 N70~80° E，地震深度 <15 公里，地震以正移與橫移作用形式為主。此外，沖繩海槽也產生正移作用為主的地震，深度 <25 公里，稱沖繩海槽地震帶（**圖 6–13**）。另外，形成台北與金山盆地的山腳斷層地震帶，處於鎖定狀態，極少發生地震。

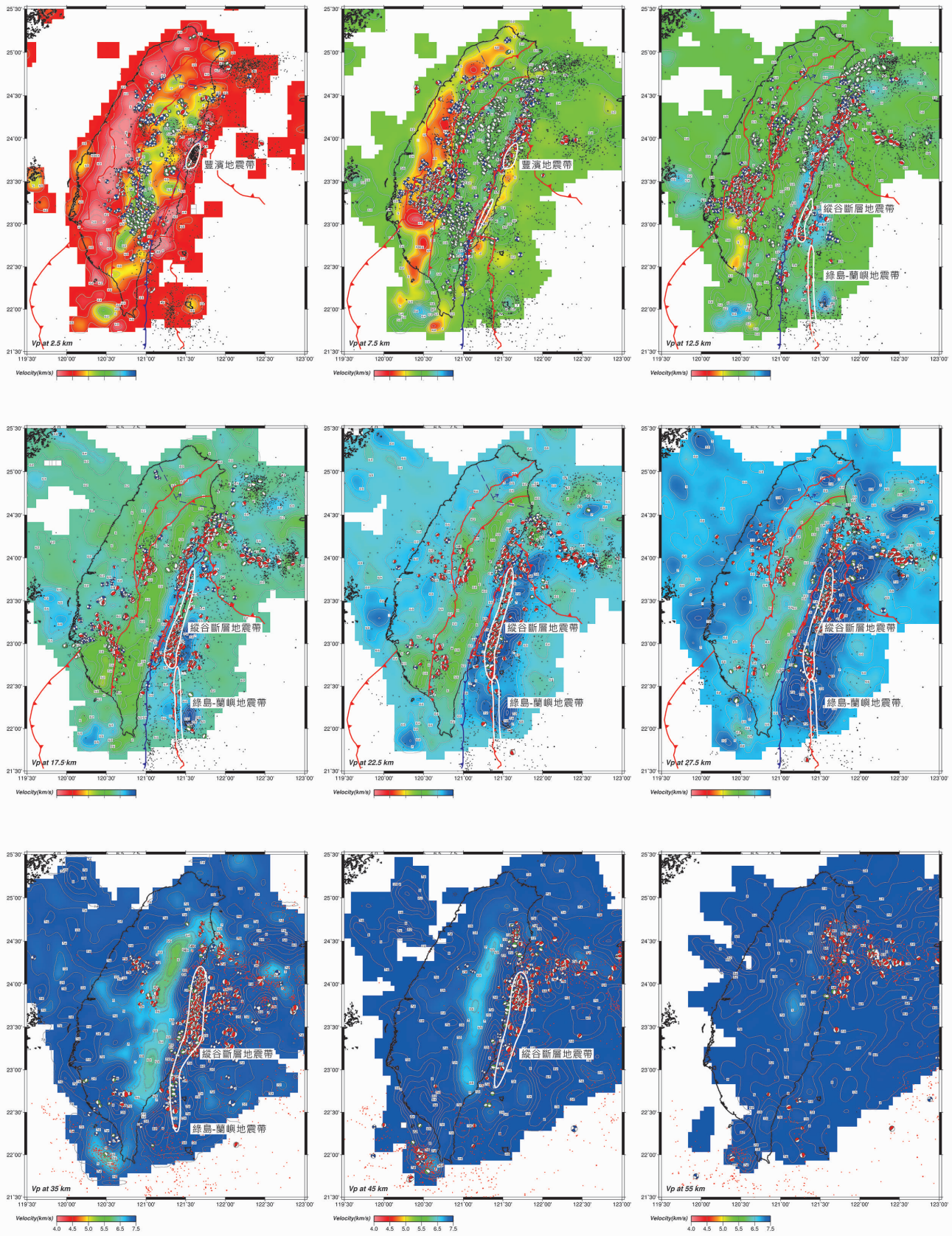


圖 6–12、海岸山脈地質構造區的地震大多位於縱谷斷層地震帶，向南連接至綠島 ─ 蘭嶼地震帶，地震深達 50 公里，呈朝西逆移作用的形式。

此外，北臺灣還存有一群深度 >40 公里的地震，以逆移作用為主，不同於淺部地殼內以正移作用形式為主的地震。這些地震是菲律賓海板塊隱沒所產生，深度可達 150 公里，稱琉球隱沒地震帶，此地震帶範圍大致由台北盆地東側（經度 121° 30'）延伸至沖繩海槽（圖 6–13，表三）。

6.7 琉球與馬尼拉隱沒帶

菲律賓海板塊朝北隱沒時，在東北海域形成了一傾向朝北的隱沒地震帶，地震深度達 150 公里以上（圖 6–13）。隨著隱沒板塊從海溝向北俯衝，隱沒界面逐漸變深，不同深度的隱沒界面上方的地殼特性有顯著差異，導致地震成因與活動機制不同。本研究根據地質結構與地震深度將隱沒帶劃分為三個地震帶：1. 琉球增積岩體地震帶：增積岩體與隱沒板塊界面，深度 <20 公里，震間時期呈現鎖定狀態，極少發生地震，但卻是發生超大地震的地震帶（陳文山等，2017）。2. 弧前盆地地震帶：弧前盆地與隱沒板塊的界面（菲律賓海板塊與歐亞板塊接觸界面），深度位於 20~40 公里，除了隱沒界面的地震之外，還有部分地震發生在歐亞板塊內部。此地震帶經常發生 >M_L 6.0 地震，走向與海溝平行。3. 琉球隱沒地震帶：地函與隱沒板塊的界面，地震發生在隱沒界面與隱沒板塊內部，深度 >40 公里，可達 150 公里以上。板塊在 40~50 公里深朝北傾斜約 30°，而地震帶隨著深度愈深時傾角逐漸變陡，至深度 80 公里以下呈朝北傾斜 60°（Wu Y.M. et al., 2009；陳文山等，2017）。地震帶的地震頻率普通，有時發生 >M_L 6.0 地震。

東南海域的馬尼拉隱沒帶是南中國海岩石圈地殼向東隱沒形成的，在恆春半島東側的馬尼拉隱沒地震帶呈朝東傾斜約 60°，深度可達 150 公里。其與琉球隱沒帶呈現相似現象，在增積岩體（恆春海脊）底下（馬尼拉增積岩體地震帶），少有地震，也是引發超大地震與海嘯的潛勢地震帶（圖 5–13；陳文山等，2019）。

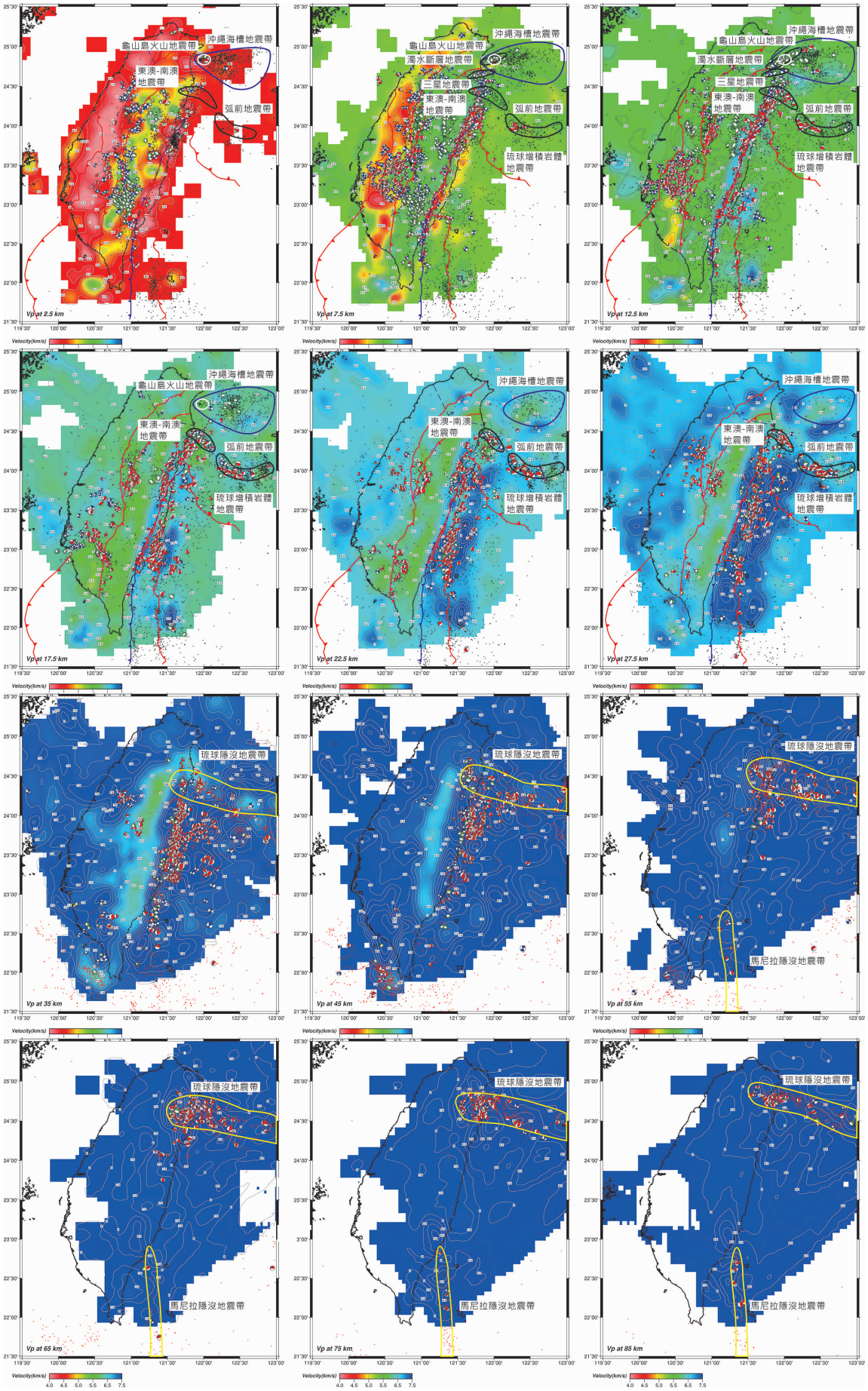


圖 6–13、北部張裂帶因拉張作用形成的淺層地震帶有濁水斷層地震帶、三星地震帶與沖繩海槽地震帶，山腳斷層地震帶，以及大屯火山與龜山島火山地震帶；另由隱沒形成的琉球隱沒地震帶。

6.8 其它

6.8.1

台中地震帶位在深度 20~40 公里的中下部地殼，Vp 為 6.5 ～ 7.0 km/s（**圖 6–2**）。震源機制與西部麓山帶的地震相似，屬於逆移作用形式，最大主應力方向朝西或西北。這顯示歐亞板塊在中下部地殼同樣受到造山運動影響，也具有朝東俯衝作用（厚皮構造模式）。值得討論是，儘管在一些區域（如桃竹苗與雲嘉南地震帶）的中下部地殼並未見此種地震特性，是否因觀測時間太短而未見此類型地震，是值得探討的議題。

6.8.2

1990~2020 年觀測期間，中央山脈斷層地震帶的五個區段中，僅玉里段的地震頻率極低（995 起），且未曾發生 >M_L 6.0 地震（**表二**）。認為該區段處於鎖定狀態（陳文山等，2018），然而 2022/09/18 發生 M_L 6.8 地震。因此，本研究中許多區域的地震頻率呈現極低的現象，代表斷層處於鎖定狀態，是否代表震前時期（pre–seismic period）階段，即將發生較大地震的前兆？

從**表二**檢測 1990~2020 年期間各地震帶的總地震數量，以西部麓山帶的四個地震帶做比較，桃竹苗地震帶（上層 4853 起，下層 4130 起；共 8983 起）、中彰投地震帶（上層 2453 起，下層 6093 起；共 8546 起）、雲嘉南地震帶（上層 34720 起，下層 54912 起；共 89632 起）（**圖 6–14**）、高屏地震帶（上層 133 起，下層 3596 起；共 3729 起），顯示高屏地震帶的地震頻率極低，數量是雲嘉南地震帶的 1/24。然而，高屏區域是臺灣淺層地殼變形速率最快地區。這是否意味著高屏地震帶已經蓄積了大量能量，處於震前時期？此外，桃竹苗與中彰投地震帶的地震數量也僅是雲嘉南地震帶的 1/10，地震頻率屬於較低的區域，是否也應值得關注？

6.8.3

1999 年發生集集地震 M_L 7.3，是自 1896 年有地震紀錄以來的最大規模地震。通常規模大的地震會影響或牽動鄰近地震帶，造成地震頻率變高。然而，影響的範圍為何？影響時間多長？

透過對各地震帶的地震時序分析（比較震前與震後平均每月或每日地震頻率的變化），顯示 921 集集地震的影響範圍涵蓋北部與中南部的麓山帶與雪山山脈地質構造區。影響的地震帶有桃竹苗地震帶、泰安地震帶、中彰投地震帶、草屯地震帶、台中地震帶、雲嘉南地震帶、阿里山地震帶、李棟山地震帶、雪山地震帶、埔里地震帶、玉山地震帶等；影響時間約 1 至 1.5 年。此外，921 集集地震誘發鄰近地震帶產生 >M_L 6.0 地震，包括雪山地震帶（2 起）、埔里地震帶（6 起）、阿里山地震帶（1 起）、玉山地震帶（1 起）、雲嘉南地震帶

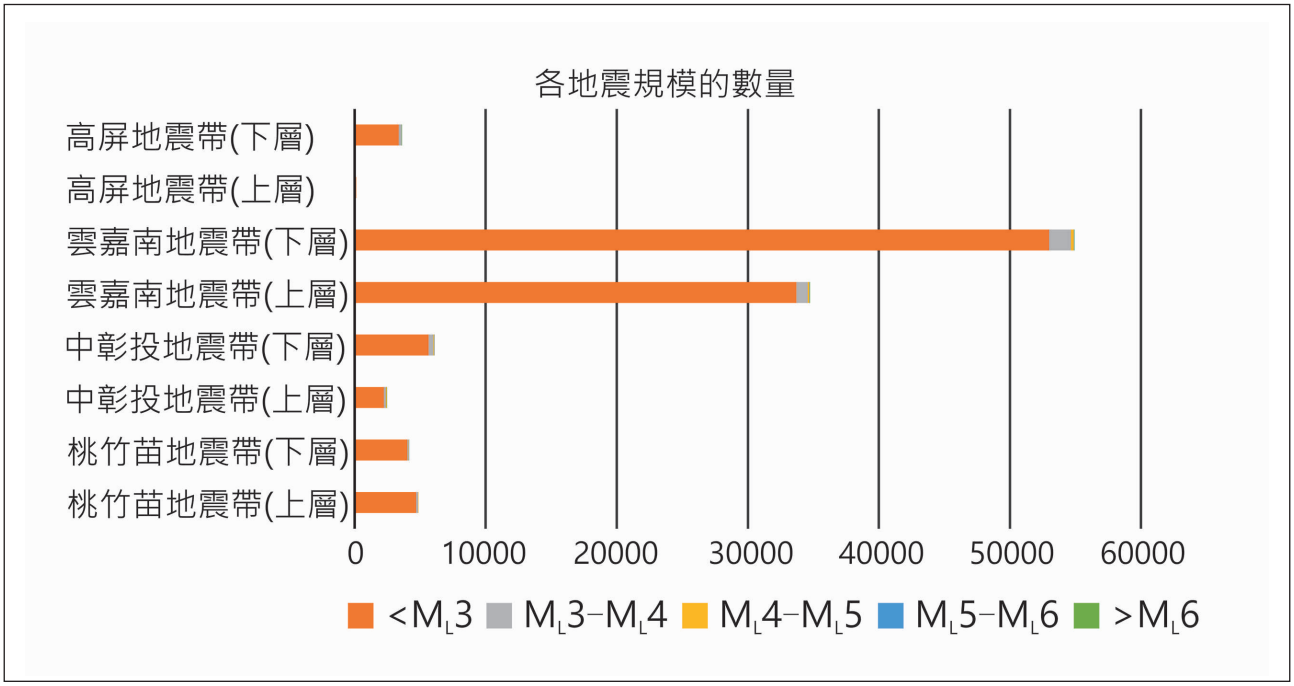


圖 6–14、觀測期間，西部麓山帶的四個地震帶上下層的各地震規模數量。

(1起)、中央山脈斷層地震帶和平段(1起)。這些被誘發的中大規模地震(震後)的震央距離集集地震震央半徑約 50 公里，此範圍內在地震時的地表加速度為 PGA>400 cm/sec2 (Wu et al., 2001)。而高屏地震帶、脊樑山脈、海岸山脈與北部張裂帶地質構造區以及兩處無震帶沒有受到影響。此結果可以做為未來大地震震後的防災風險評估與策略的參考。

6.8.4

本研究發現地震帶的分布型態有兩種，可能與其成因有密切關係。一、岩體破裂形成的地震帶，呈現區域性團塊狀分布；二、斷層錯動形成的地震帶，呈現平面狀分布。臺灣的 38 個地震帶中，有些呈現團塊狀分布，屬於岩體破裂形成的地震帶，例如雪山地震帶、豐濱地震帶、脊樑山脈地震帶(北段、中段、南段)以及火山活動產生的地震帶，如大屯火山地震帶與龜山島火山地震帶。觀測期間，這些區域岩體破裂型的地震帶極少發生 >ML 6.0 地震。這暗示岩體破裂型地震分布與岩體強度有關，當存在眾多裂隙的岩體受力時，應力(或應變)會分散到岩體中，不會集中在某處的岩體中，因此發生 >ML 6.0 地震的機率相對較低。此外，斷層錯動型的地震受到斷層面積大小影響，長度較長(面積較大)的斷層會蓄積較大能量(應力)，產生較大規模的地震(>ML 6.0)，並且會重複蓄積能量，重複發生大地震。

6.8.5

目前訂定的 38 個地震帶中有 2 處火山成因的地震帶，大屯火山與龜山島火山地震帶。從地震數量與地震規模分析，兩處火山地震帶的地震特性有很大差異。大多大屯火山群的地震規模都 <M_L 1.0，深度 <10 公里，其地震成因可能是熱液作用產生的氣爆（Lin et al., 2016; Huang et al., 2021）。龜山島火山的地震經常 >M_L 3.0，深度 <20 公里。觀察期間，龜山島火山地震帶共發生 55 起 >M_L 4.0 地震，且地震頻率高，計有 10134 起，這特性顯然與岩漿活動有關（**表二**）。

6.8.6

縱谷斷層與中央山脈斷層位於花東縱谷碰撞帶兩側，處於板塊邊界的斷層，長度各約 144 公里與 300 公里。如此巨大長度的斷層結構可能會有差異，形成不同的地震與地質的活動特性。因此，需要探討地震帶的活動特性時，就必須依地震與地質特性的差異劃分為不同區段（小尺度地震帶）。因此，中央山脈斷層地震帶分為五個區段，和平段、鳳林段、玉里段、初鹿段、檳榔段；縱谷斷層地震帶分為四個區段，嶺頂斷層地震帶、瑞穗斷層地震帶、池上斷層地震帶、利吉 — 鹿野斷層地震帶。

6.8.7

當全體網格內地震個數超過 50% 與地震熱點達到 90% 信心水準時，表示 1990~2020 年間，地震頻率屬於較高的區域。然而，形成高發生率的地震帶可能有兩種狀況，一由規模大的地震引起餘震所形成的群集，或是鄰近的大地震誘發的地震群集，例如口社地震帶受到 2010/03/04 甲仙地震 M_L 6.4 的誘發，以及 2016/02/06 美濃地震 M_L 6.6 的影響。另一由頻繁的中小規模地震形成的，例如龜山島火山地震帶或泰安地震帶。對於這些在震間頻繁發生中小規模地震的構造，可能與斷層或岩體的潛移行為有關。

6.8.8

西部麓山帶與兩側的海岸平原區（西側），以及雪山與脊樑山脈地質構造區（東側）都以逆斷層為界，顯示山脈的形成與成長過程與逆斷層活動有密切關係，也導致每一山脈的岩性、變質度、構造型態產生明顯的差異。從淺層地殼（深度 <10 公里）速度構造來看，西部麓山帶的 Vp 與 Vs 相對較低（**圖 6–2**，**圖 6–3**），Vp 與 Vs 異常擾動值為負值（**圖 6–4**，**圖 6–5**），且 Vp/Vs 值較高（>1.7）（**圖 6–1**），表示較年輕的西部麓山帶由含孔隙水的沉積岩所組成。雪山及脊樑山脈的 Vp 與 Vs 較高，Vp 與 Vs 異常擾動值為正值，而 Vp/Vs 值較低（<1.7），表示較老的山脈由不含孔隙水的變質岩所構成。此外，海岸平原與具背負盆地的外麓山帶（深度 <10 公里）的 Vp/Vs 值較高（>1.75）（**圖 6–1**）；而不具背負盆地的外麓山帶與內麓山帶的 Vp/Vs 值較低（<1.75），兩者的岩層速度構造存在顯著差異。原因是背負盆地與海岸平原堆積了巨厚的第四紀含有大量孔隙水的沉積層，因此 Vp/Vs 值呈現明顯的差異。

6.8.9

脊梁山脈與海岸山脈以花東縱谷（縱谷斷層）為界，依據淺層地殼（深度 <10 公里）的速度構造分析，兩側 Vp/Vs 值與 Vs 異常擾動值呈現明顯差異。海岸山脈的 Vp/Vs 值 >1.75（圖 6–1），且 Vs 異常擾動值為負值（圖 6–5），顯示由富含水的沉積岩與火山岩地層所構成；相對地，脊梁山脈的 Vp/Vs 值 <1.75，Vs 異常擾動值為正值，顯示由堅硬緻密的變質岩所構成。Vp/Vs 值的變化邊界，成為訂定縱谷底下的中央山脈斷層位置。

6.8.10

恆春半島與呂宋海槽以中央山脈斷層檳榔段為界，深度 15~30 公里的 Vp 與 Vs 異常擾動值在斷層兩側呈現顯著差異，斷層西側的恆春半島呈現負值的低速層，而東側呂宋海槽與火山弧呈現正值的高速層（圖 6–4，圖 6–5）。呂宋海槽底下在深度 10~25 公里處呈現低 Vp/Vs 值（<1.7）的高速構造，代表弧前盆地的海洋地殼（圖 6–1）。

6.8.11

2018/02/06 花蓮地震 M_L 6.3，地震發生在中央山脈斷層和平段（圖 6–15，圖 6–16）。此地震牽動位在上盤的米崙斷層產生錯移，地表形成數十公分的左向橫移，以及數公分至十數公分的垂直錯動（圖 6–17）。此外在主震之前，於 2018/02/04 發生一起前震 M_L 6.0，震源機制為朝北俯衝（圖 6–15，圖 6–16），顯然是琉球隱沒地震帶引發的地震。

6.8.12

1990~2020 年觀測資料分析，顯示各區段中央山脈斷層的地震頻率有顯著不同，尤其位在瑞穗至池上之間的中央山脈斷層玉里段的地震頻率極低，極少發生地震，僅 995 起，且 M_L 5.0~6.0 地震僅 1 起，地震密度僅 0.26 個 / 公里 ^{3}。本研究認為此區段於近期內應注意，可能發生 >M_L 6.0 地震（陳文山等，2018）。

本研究利用地震分布以及震波層析成像分析（陳文山等，2018；Chen et al., 2024），認為中央山脈斷層尖端並未出露在花東縱谷中，其斷層尖端皆位在縱谷斷層底下，被海岸山脈地塊覆蓋（圖 6–18，圖 6–19）。數十年以來，未曾有研究者在縱谷中發現中央山脈斷層跡，亦未見任何的線型崖地形。

然而，2022/09/17 發生關山地震 M_L 6.6，隔日 2022/09/18 發生池上地震 M_L 6.8 與 M_L 6.1，2022/09/19 又發生卓溪地震 M_L 6.0（圖 6–18）。四起地震都是沿著中央山脈斷層產生，關山地震發生在中央山脈斷層初鹿段，之後的三起地震皆發生在玉里段。關山地震造成初鹿段朝東逆衝，牽動了池上斷層南端產生錯移，造成約數公分的地表抬升與破裂。2022/09/18 池上地震則因玉里段朝東逆衝，導致中段至北段的池上斷層的尖端在地表產生

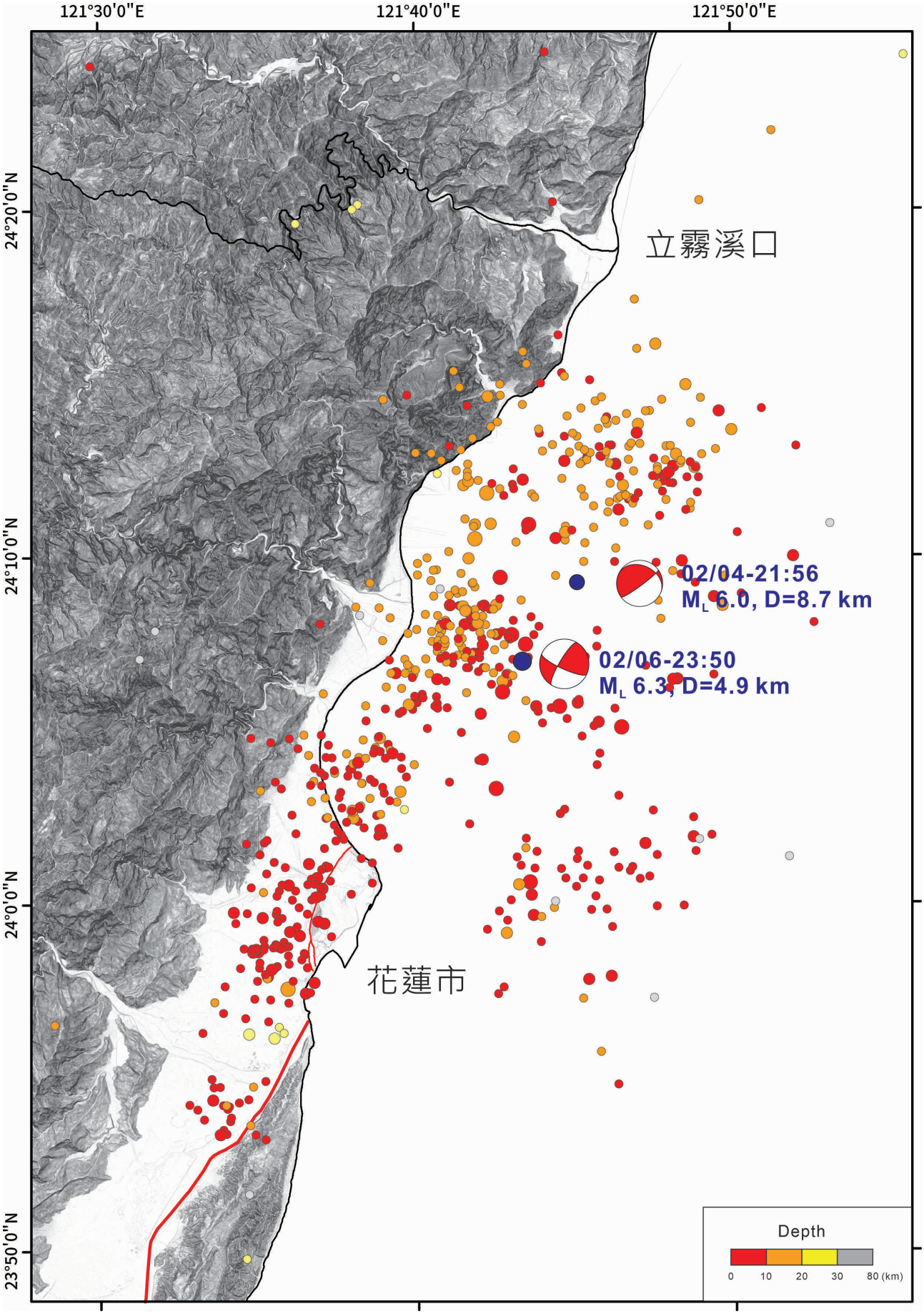


圖 6–15、2018/02/06 花蓮地震（M_L 6.3）的主震、前震（2018/02/04 M_L 6.0）與餘震分布。

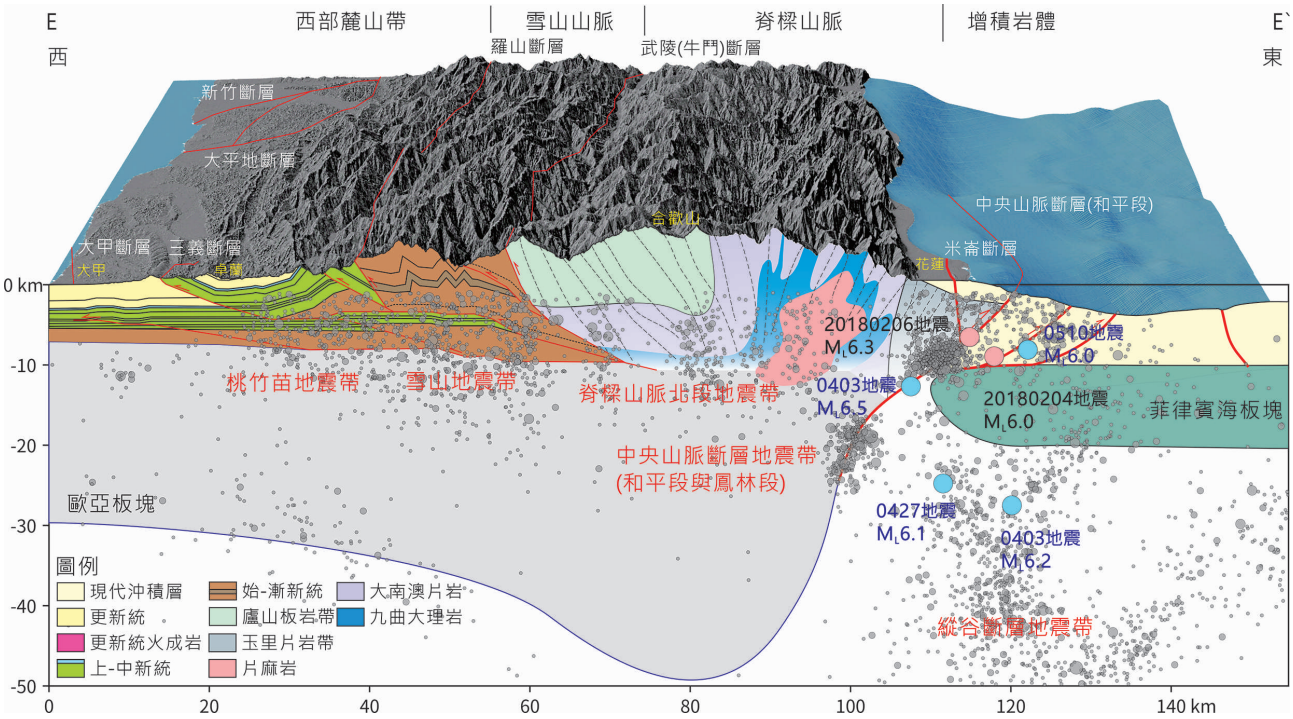


圖 6–16、2018/02/06 花蓮地震（M_L 6.3）與 2024/04/03 花蓮地震（M_L 7.2）系列的 >M_L 6.0 地震與構造關係。



圖 6–17、2018/02/06 花蓮地震牽動米崙斷層產生地表錯移。七星潭沙灘形成一呈南北走向的左移斷層，西側抬升 22 公分。

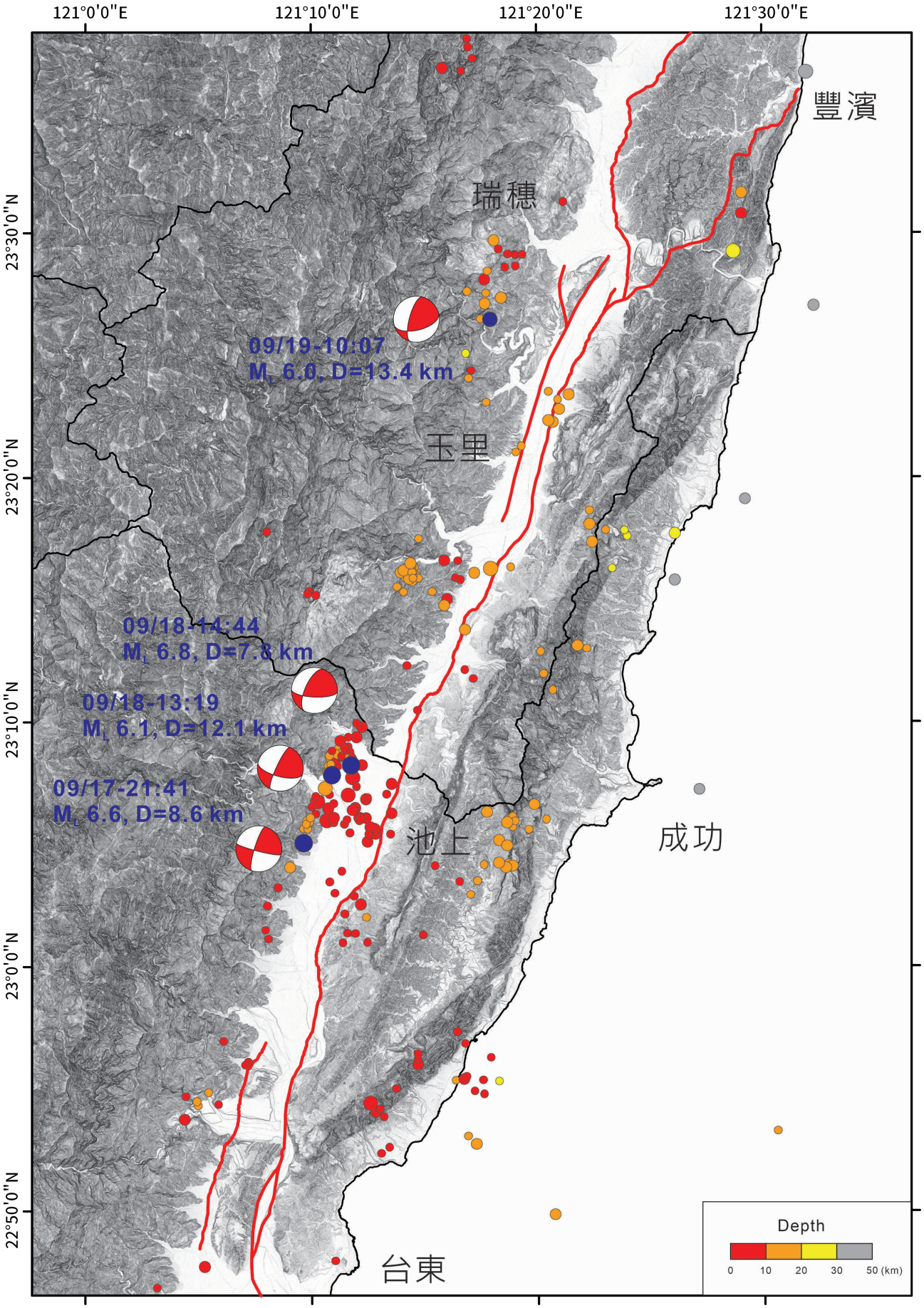


圖 6–18、2022/09/17 關山地震（M_L 6.6）、2022/09/18 池上地震（M_L 6.8 與 M_L 6.1）、2022/09/19 卓溪地震（M_L 6.0）與餘震分布。

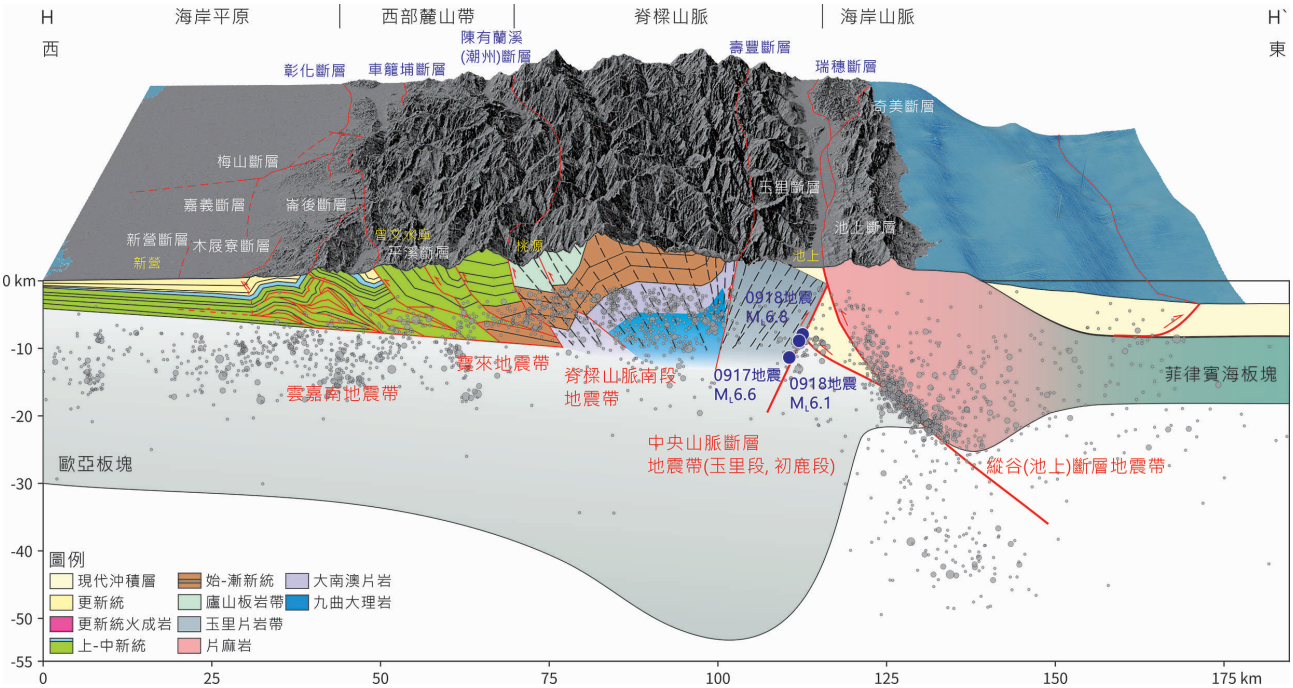


圖 6–19、2022/09/17 關山地震（M_L 6.6）、2022/09/18 池上地震（M_L 6.8 與 M_L 6.1）與構造關係。

左向橫移或逆移作用，或呈現伸張的正移作用，因此沿著池上斷層跡有數十公分的地表抬升與破裂（**圖 6–20**，**圖 6–21**）。另外，也觸動了玉里斷層產生數十公分的左向橫移與十至數公分的抬升（左盤）。此次地震因為中央山脈斷層朝東南的逆衝作用，上頂到海岸山脈地塊，而導致海岸山脈的抬升並產生地表變形。此現象也發生在 2022/06/20 光復地震 M_L 6.0，地震發生在中央山脈斷層鳳林段，同樣的脊梁山脈地塊朝東南逆衝，造成海岸山脈約 20 公分的抬升（Lu et al., 2024）。

2022/09/18 池上地震在池上斷層跡產生的地表破裂與變形，從台東縣池上鄉錦園村向北延伸，經花蓮縣富里、東里、玉里大橋、觀音（**圖 6–21**）。由於地表破裂大致沿著池上斷層跡分布，當時有些研究者認為是池上斷層活動所造成。然而，從主餘震系列來看，主震發生在縱谷西側（池上斷層下盤）且主震與大部分餘震沿著中央山脈斷層分布，僅少部分 $<M_L$ 5.5 餘震發生於池上斷層。因此，本研究可以確定主震是中央山脈斷層玉里段所觸發的地震，沿池上斷層跡的地表破裂與變形是受到中央山脈斷層的逆衝作用所觸動。何況池上斷層產生 $<M_L$ 5.5 地震，是不足以造成池上斷層產生數十公分的地表垂直變形。

地震時，脊梁山脈的逆衝作用除了造成上盤抬升之外（主要涵蓋池上斷層以西的縱谷區域），也驅動位於上盤地塊內的玉里斷層產生左向橫移，水平最大錯移 80~100 公分，垂直最大錯移 80 公分（**圖 6–22**）（Chen et al., 2024）。玉里斷層破裂跡從東里車站北側朝北經樂樂溪、長良農場、玉里鎮圓環、玉里高中、玉里醫院至觀音，全長約 16 公里（**圖 6–21**），大致與 1951/11/25 玉里地震 M_L 6.8 產生的玉里斷層跡相似。此外，2022/09/17 關山地震的震源位於中央山脈斷層初鹿段，同樣也造成南段池上斷層上盤的上舉，在台東縣瑞源的坪頂階地前緣產生數公分的地表變形。

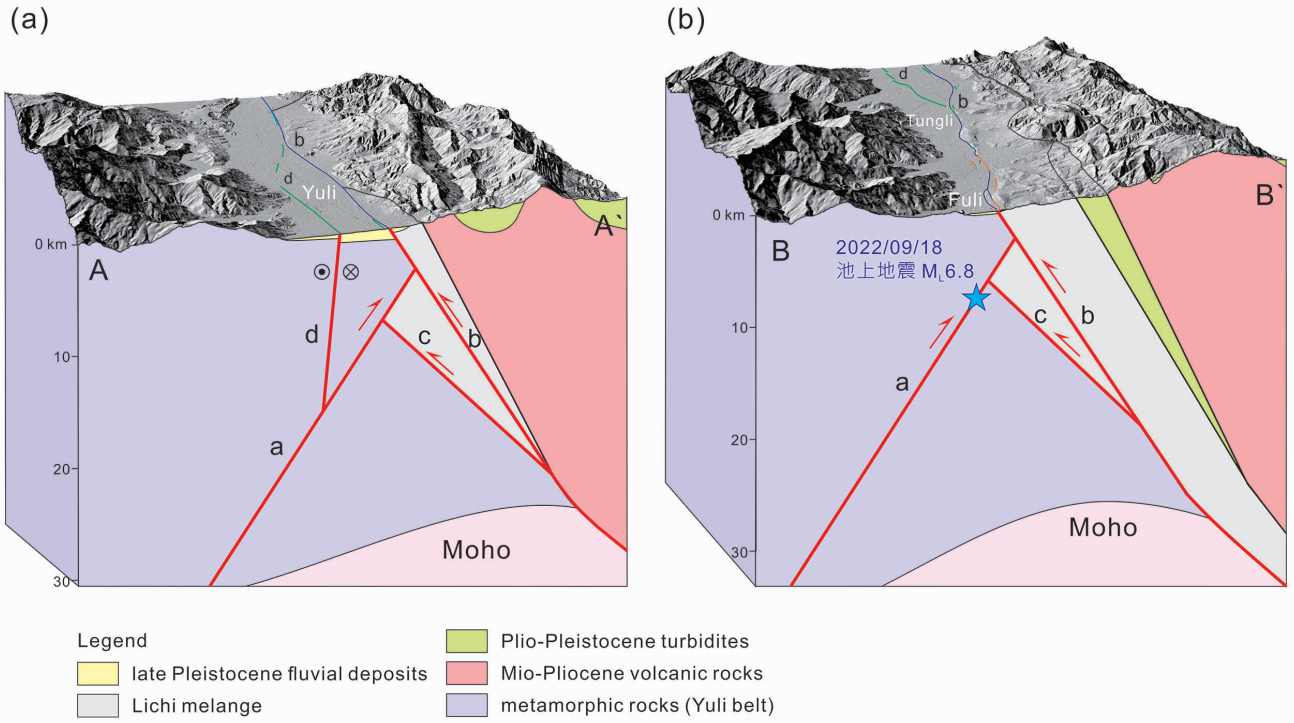


圖 6–20、透過地質構造與震波層析成像分析以及地震分布，顯示花東縱谷兩側的地下構造，以及 2022/09/18 地震位置。a, b, c, d 各代表中央山脈斷層、縱谷斷層（池上斷層）、鹿野斷層、玉里斷層。A–A` 與 B–B` 剖面位置見圖 6–21。

6.8.13

2024/04/03 花蓮地震 M_L 7.2（震央位於磯崎），震源位於縱谷斷層北段的嶺頂斷層，深度 22.5 公里（圖 6–23，圖 6–24）。當日另有 2 起 M_L 6.5 與 M_L 6.2 餘震，位在新城外海，M_L 6.5 地震是中央山脈斷層和平段引發的，M_L 6.2 地震是縱谷斷層產生的（圖 6–16）。此地震斷層的破裂由南向北，長度達 45 公里，背側的破裂面深度達 30~40 公里。餘震分布由磯崎至花蓮市北側外海，南側餘震深度較淺，大部分分布在 10 公里以上，北側較深，可達 40 公里（圖 6–25）。地表變動量從 GPS 測量結果，顯示花蓮港的抬升量最大，約 45 公分。

然而，2024/04/22–23 發生另一起群震事件（圖 6–26），地震分布於磯崎至嶺頂，一日內共發生二百多起地震，包括 2 起 M_L 6.3 與 M_L 6.1 地震（圖 6–23，圖 6–24）以及 10 起 M_L 5.0~6.0 地震。此群震事件是 2024/04/03 花蓮地震的餘震，部分地震沿著嶺頂斷層，部分淺於 10 公里地震發生在豐濱地震帶。

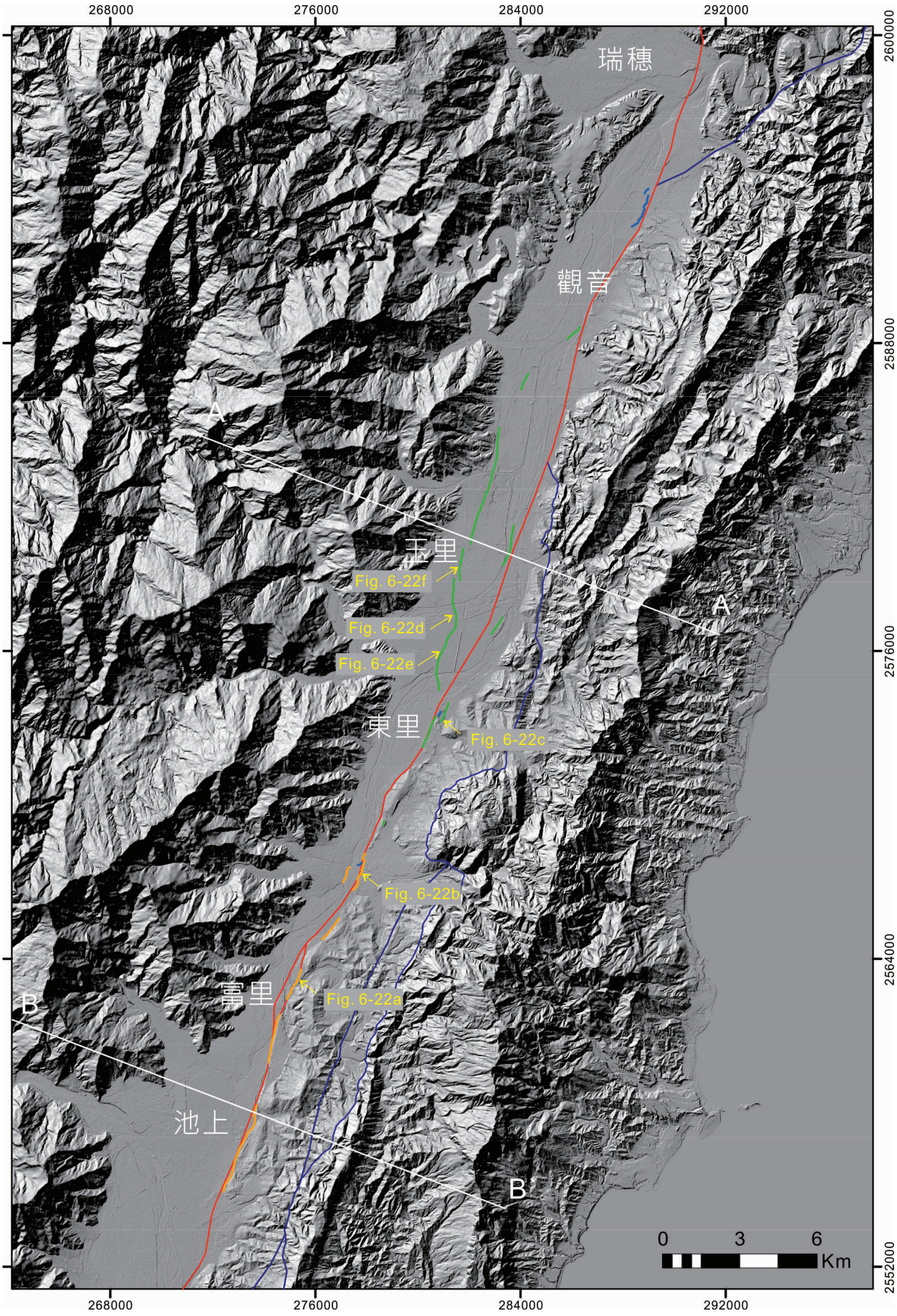


圖 6–21、2022/09/18 池上地震形成的地表破裂跡，主要沿著玉里斷層與池上斷層。橘線、綠線、藍線分別代表正斷層、橫移斷層、逆斷層。紅線代表縱谷斷層 (池上斷層) 位置。

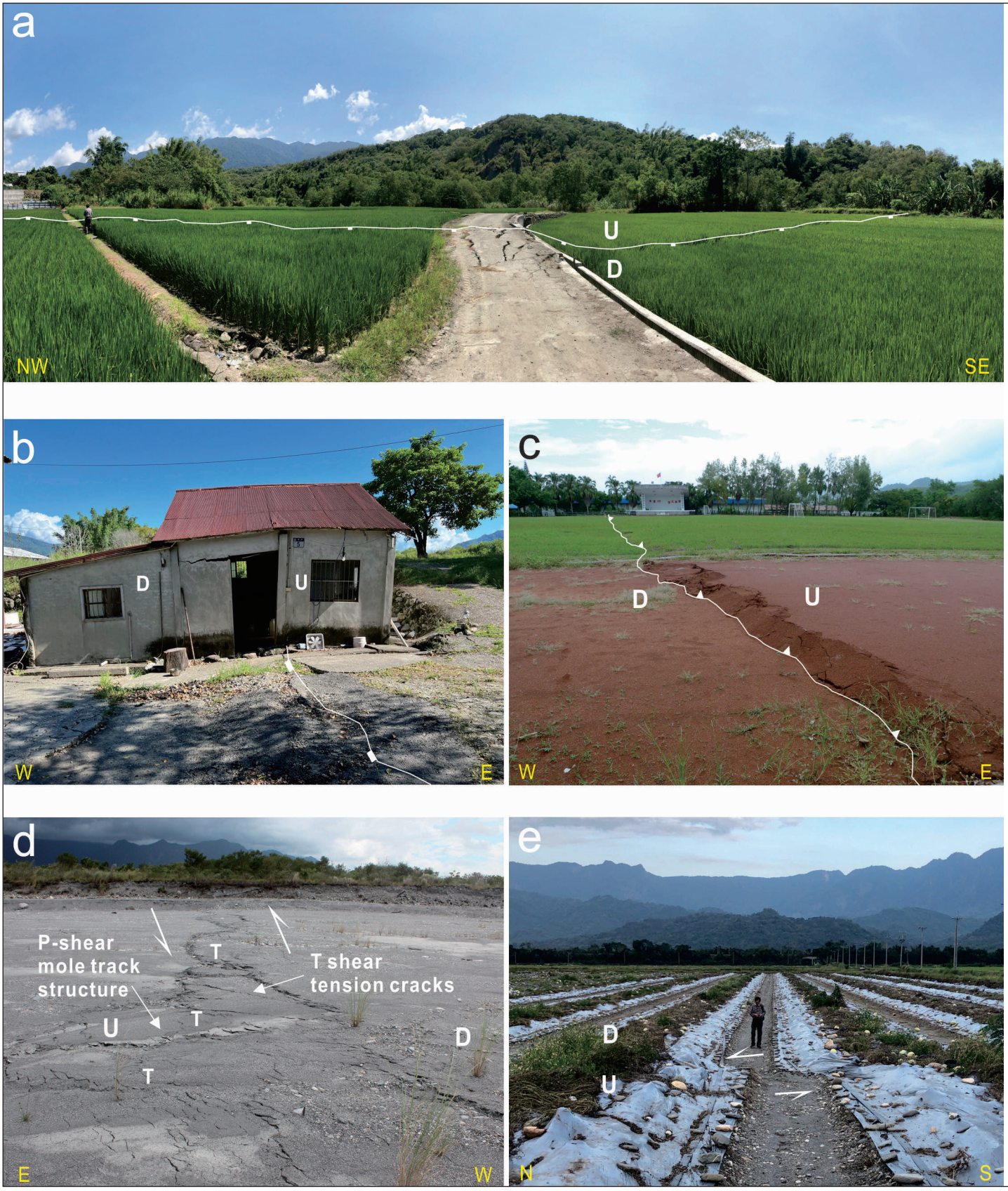
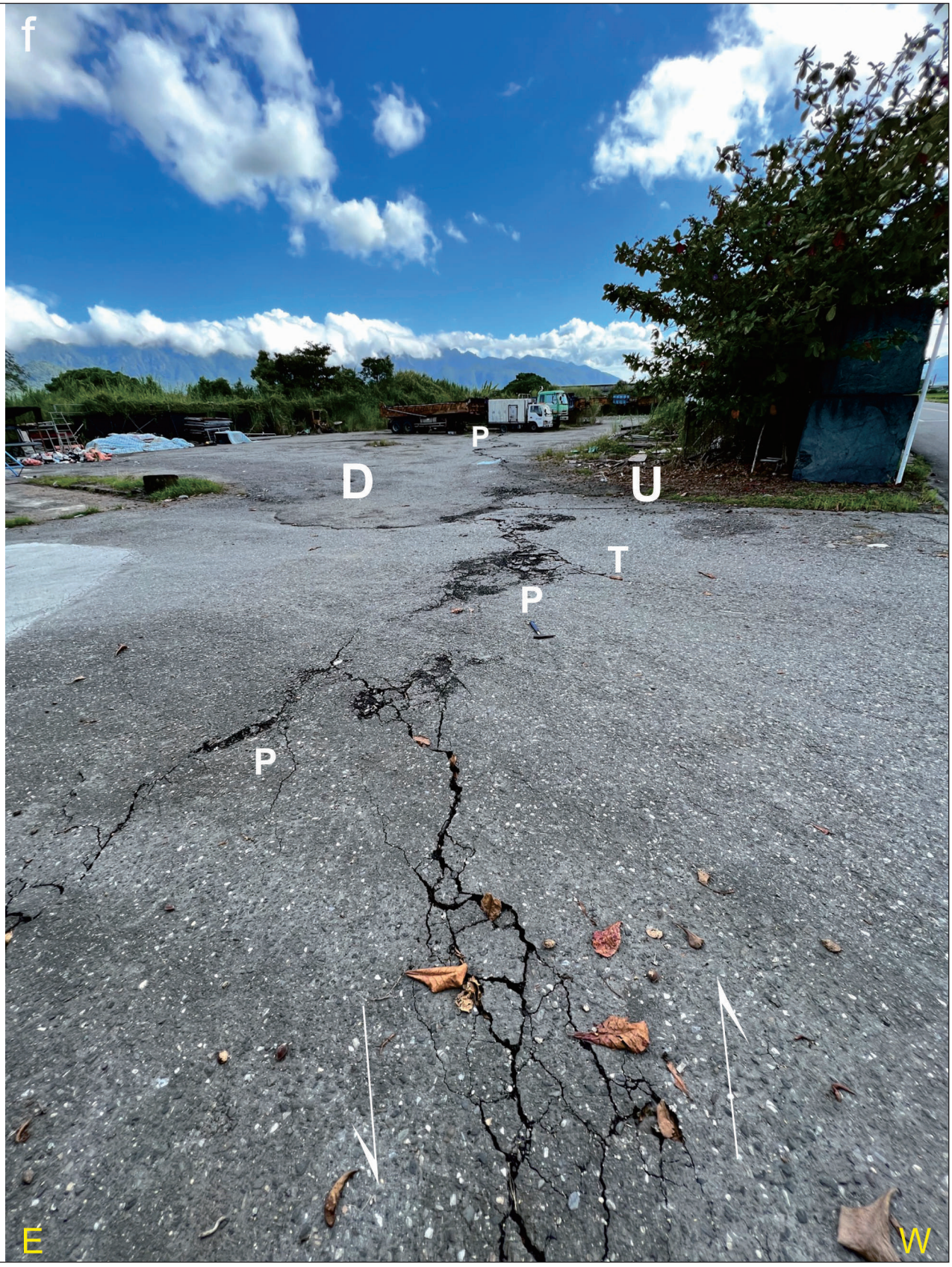


圖 6–22、野外照片顯示中央山脈斷層與玉里斷層產生的地表破裂。照片 (a), (b), (c) 沿著池上斷層跡，地表破裂是受到中央山脈斷層錯動所引起的。照片 (d), (e), (f) 沿著玉里斷層產生的地表破裂，以橫移作用為主。照片位置見圖 6–21。



照片 (a) 是正斷層作用造成西盤下陷，形成線型崖，高差 23 公分 (富里鎮南側至鱉溪之間)。照片 (b) 沿池上斷層跡產生的正斷層作用，西盤下陷。照片 (c) 沿池上斷層形成逆斷層破裂跡 (東里國小)，上盤抬升 8 公分。照片 (d) 沿玉里斷層形成左向橫移的破裂跡 (樂樂溪河床)。照片 (e) 沿玉里斷層產生左向橫移的破裂跡，水平錯移 100 公分，西側抬升 80 公分 (長良農場西瓜田)。照片 (f) 沿玉里斷層產生左向橫移的破裂跡，形成雁型裂隙 (玉里鎮南側)。

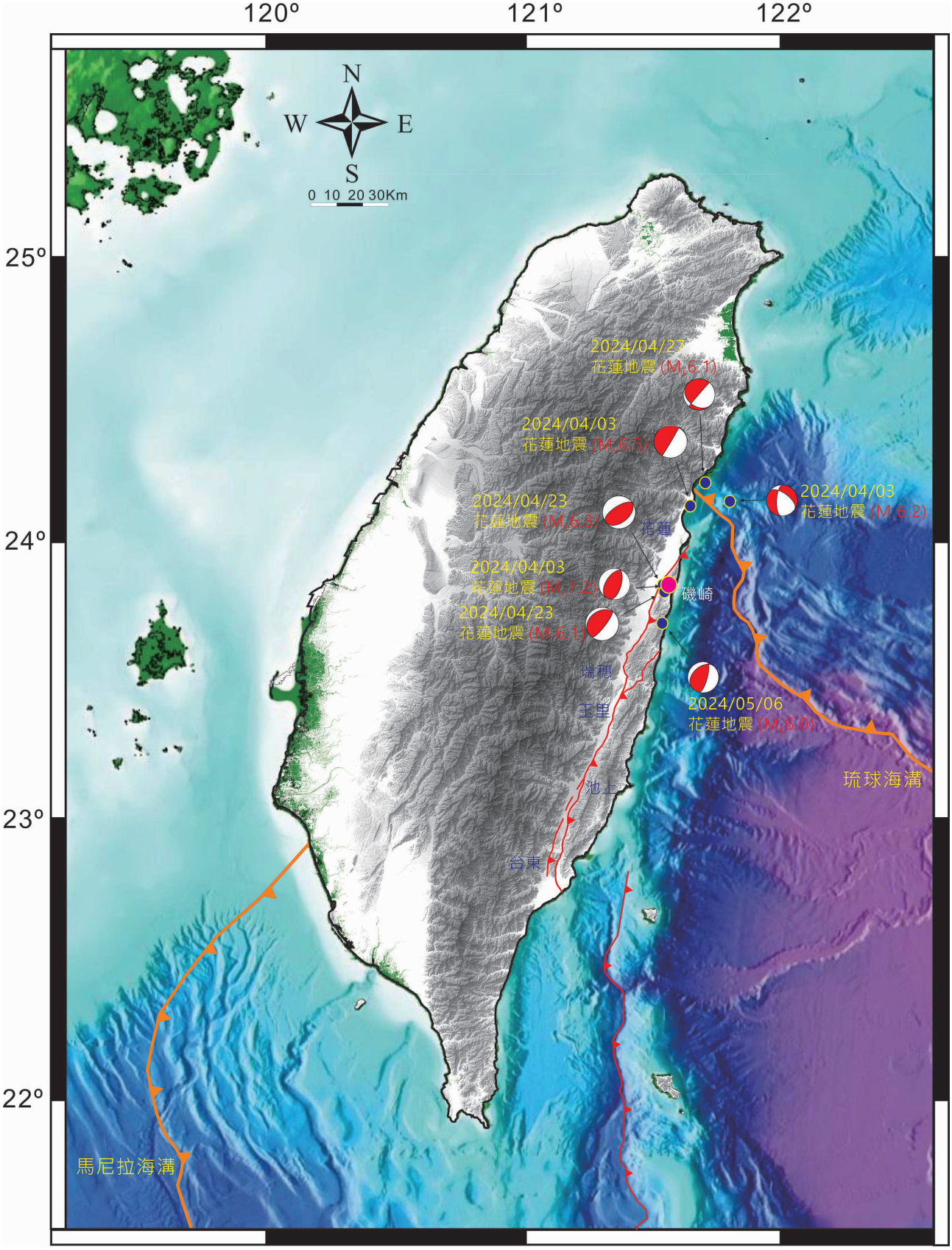


圖 6–23、2024/04/03 至 2024/05/06 花蓮地震系列，>M_L 6.0 地震分布。

1896 年臺灣首次設置地震儀以來，已經可以較準確訂定地震規模與位置，如 1906 年嘉義梅山地震 M_L 6.7 與 1935 M_L 6.9 年新竹 – 台中地震。從縱谷斷層四個區段斷層的大地震（>M_L 6.5）歷史紀錄來看，1951/10/22 花蓮地震 M_L 7.1 與 M_L 7.0 造成米崙斷層地表破裂，1951/11/25 玉里地震 M_L 7.0 與台東地震 M_L 6.5 造成瑞穗斷層與池上斷層（南段）地表破裂，1972/04/24 瑞穗地震 M_L 6.7 發生於池上斷層北段，2003/12/10 成功地震 M_L 6.8 造成池上斷層南段地表破裂，2024/04/03 花蓮地震 M_L 7.2 造成嶺頂斷層活動。然而，近百年以來，利吉 – 鹿野斷層未曾發生 >M_L 6.5 地震，且此斷層（地震帶）較其他三個斷層地震帶的地震活動頻率還低，是值得注意的。

本研究認為 1951 年花蓮與台東地震的重定位與地表調查結果不慎吻合，重新定位的結果顯示 1951/10/22 花蓮地震有兩起 M_L 7.1 與 7.0 地震，但地表僅有米崙斷層產生地表破裂，1951/11/25 台東地震有兩起 M_L 7.0 與 M_L 6.7 地震，但是震源位置似乎與瑞穗斷層，玉里斷層與池上斷層的地表破裂無關。

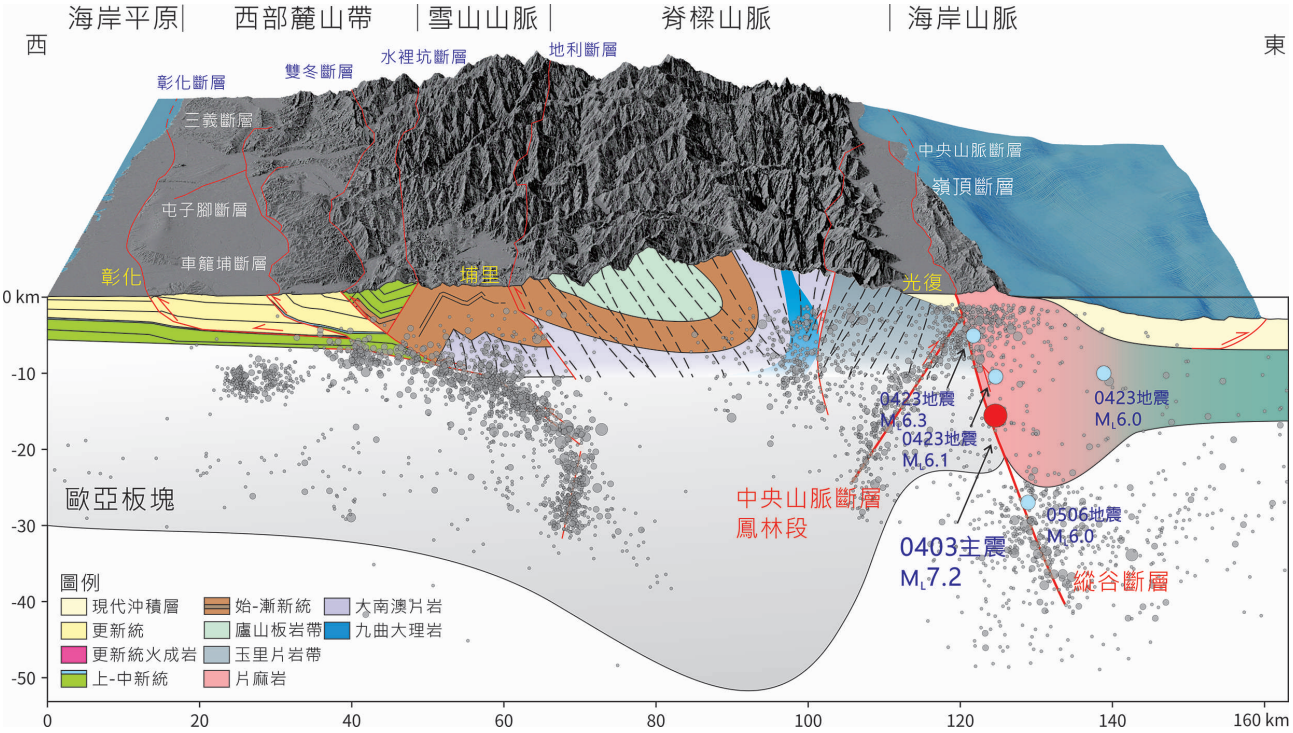


圖 6–24、2024/04/03、2024/04/23、2024/05/06 花蓮地震系列，磯崎區域的 >M_L 6.0 地震（包括主震）與構造關係。

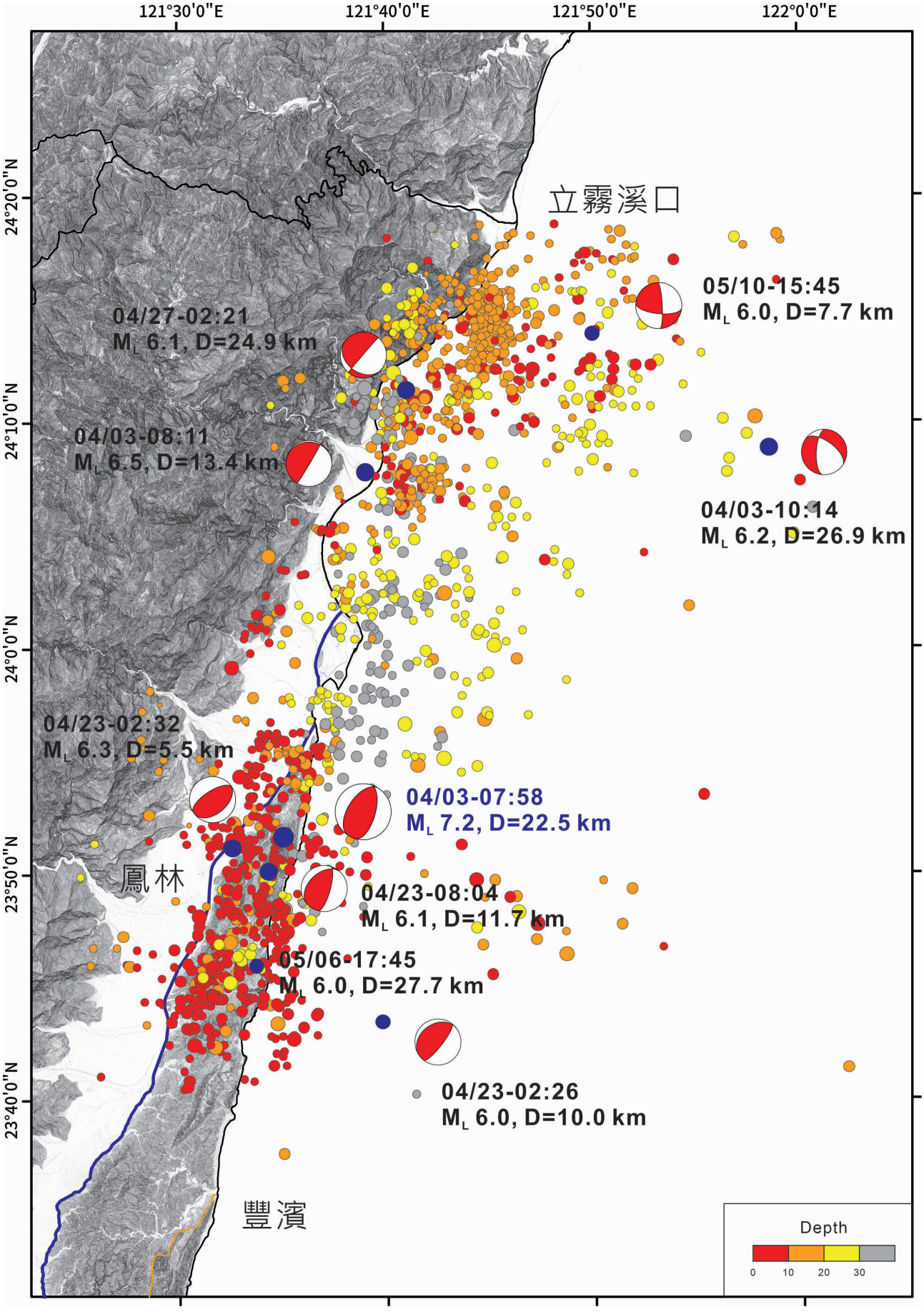


圖 6–25、2024/04/03 至 2024/05/06 花蓮地震系列，>M_L 6.0 地震與餘震分布。

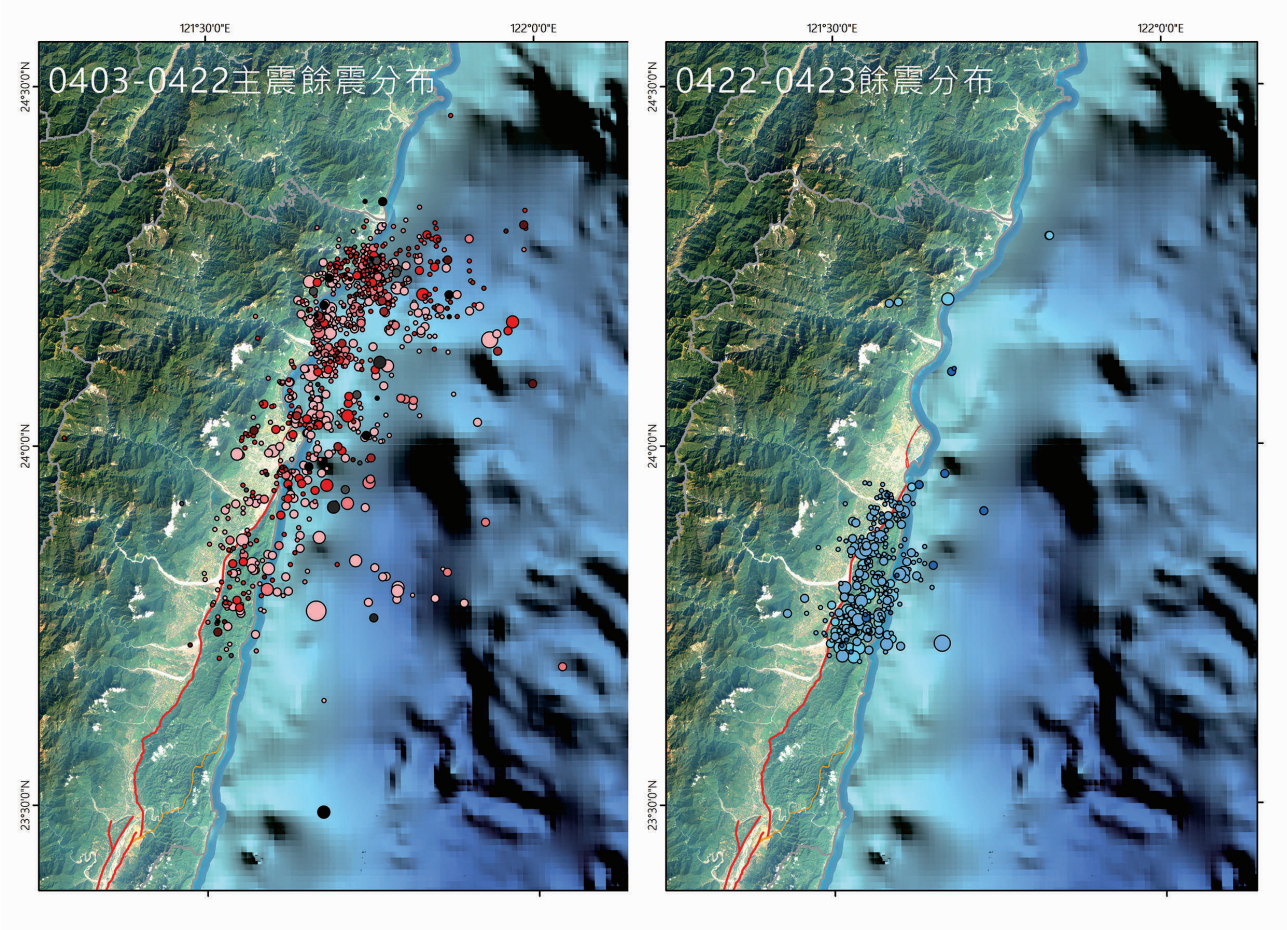


圖 6–26、2024/04/03 與 2024/04/23 花蓮地震系列的地震分布。

6.9 總結

本研究資料來自中央氣象署即時地震網（CWASN）、自由場強震站（TSMIP）以及部分日本氣象廳地震網（JMA）。透過吳逸民等（Wu et al., 2008）與黃信樺等（Huang et al., 2014）建立的震波層析成像的地殼構造模型。本研究融合地質構造模型的探討之後，建置了 38 個地震帶與 2 處無震帶（**表三**）。儘管目前已建立的孕震帶，但有些區域受制於短暫的觀測時間或處在鎖定狀態的構造，而缺乏完整的地震資訊。為了解地震帶的成因與特性，未來不僅需要增強地震資料的解析度，還要對臺灣地體構造以及 1900 年以來災害性地震分布（**圖 6–27**）作更深入的研究。

本研究僅透過大地構造模型對於海域地震帶進行了初步的探討，而位於海域的馬尼拉與琉球隱沒地震帶、東南海域的中央山脈斷層地震帶與綠島 — 蘭嶼地震帶，以及沖繩海槽地震帶與龜山島火山地震帶都是有待進一步研究的地震帶。雖然海域地震大多發生在遠離人口密集的都會區，但隱沒帶是引發超大地震與海嘯的潛勢地震帶，因此對於隱沒地震帶的了解與研究急具迫切性。

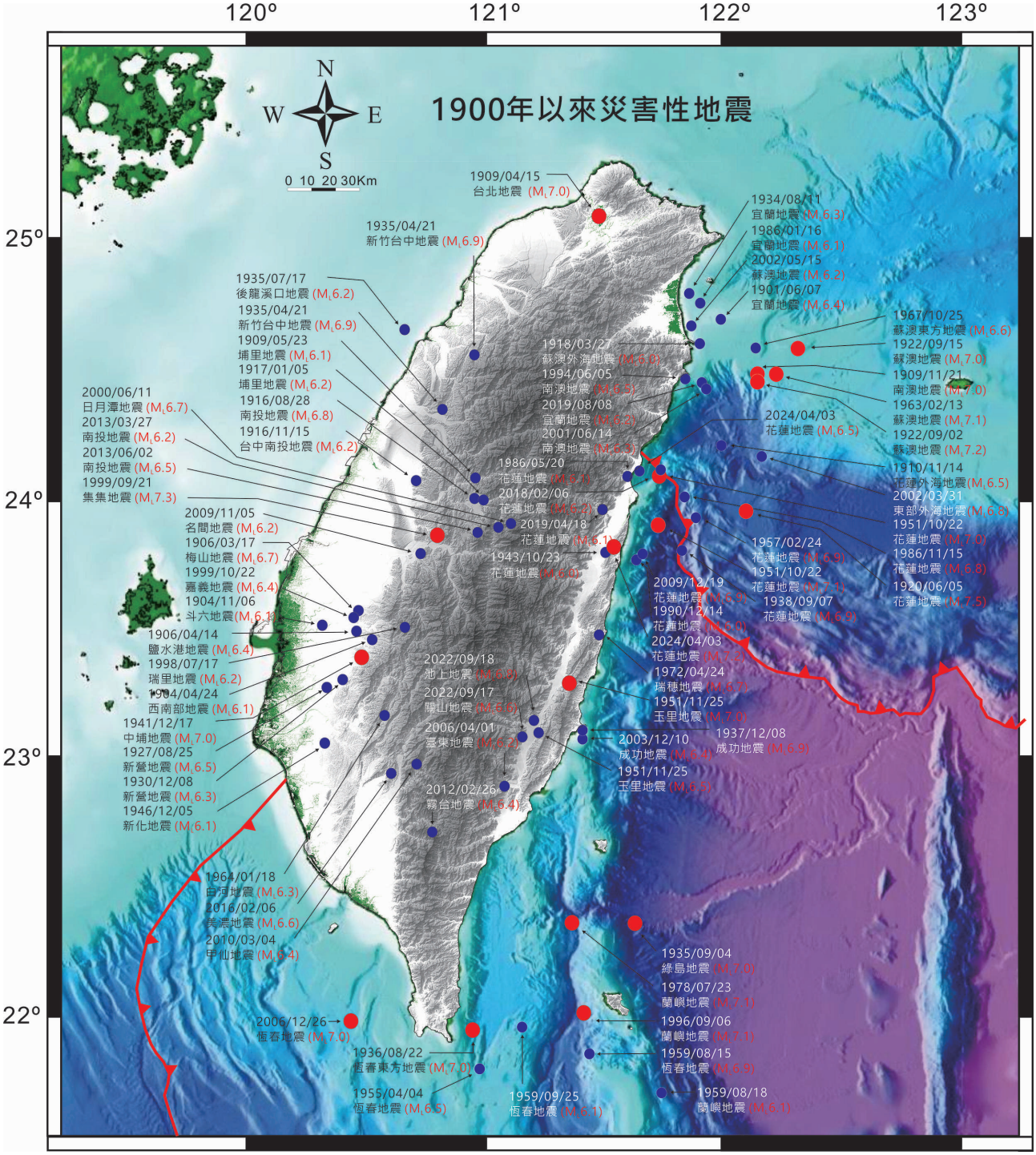


圖 6–27、1900 年以來災害性地震 (>M_L 6.0) 分布，主要發生在西部麓山帶、東部碰撞帶 (中央山脈斷層與縱谷斷層) 以及東部海域的地震帶。藍色圓圈為 M_L 6.0~7.0 地震，紅色圓圈為 >M_L 7.0 地震。