NCDR
國家災害防救科技中心

The Seismic Zones of Taiwan

臺灣地震帶

4.4.2 中央山脈斷層地震帶

脊樑山脈是一受到碰撞拱起的山脈（Yen, 1967; Willett and Brandon, 2002; Willett et al., 2003; Van Arendonk et al., 2014），在兩側形成雙傾向（doubly vergent）逆斷層、片理與褶皺構造（Yen, 1967; Yui and Chu, 2000; Lallemand et al., 2001; Willett et al., 2003; Fisher et al., 2007; Malavieille, 2010; Molli and Malavieille, 2011）。山脈東翼有一朝東逆衝的背衝斷層，稱中央山脈斷層（何春蓀，1982，1986）。此斷層原由畢慶昌（Biq, 1965）命名，認為縱谷西側應存在一具左移兼逆衝斷層，為解釋花東縱谷為一地塹盆地的成因。然而，多年來的野外調查、地形判讀與地質鑽探似乎未能提供證據表示脊樑山脈東翼前緣存在一朝東逆衝的斷層（Chen et al., 2007）。此外，震波層析成像與地震分布的諸多研究也未曾報導有朝西傾斜的逆斷層或地震帶的存在（Tsai, 1986; Lin et al., 1998; Rau and Wu, 1998; Cheng and Wang, 2001; Kao and Jian, 2001; Cheng et al., 2002; Kuo-Chen et al., 2004, 2012）。

然而，根據近期一些的地震事件，如 2006/04/01 臺東地震 M_L 6.2（地震深度 7 公里）、2013/10/31 瑞穗地震 M_L 6.4（深度 16.9 公里）、2014/05/21 鳳林地震 M_L 6.0（深度 16.5 公里）、2018/02/06 花蓮地震 M_L 6.2（深度 6.3 公里）（**表一**）的震源機制及地震分布，顯示脊樑山脈東翼底下存在一向西傾斜朝東逆衝的背衝斷層，但斷層尖端皆延伸至海岸山脈之下，未出露在脊樑山脈的前緣或縱谷中（Wu et al., 2006; Chuang et al., 2014; Lee et al., 2014; Canitano et al., 2015; Wen et al., 2016; Chen et al., 2024; Lu et al., 2024；陳文山等，2018）。

現今還持續活動的中央山脈斷層，所引發地震的深度介於 6~22 公里，地震帶呈朝西傾斜，並平行山脈走向 N20° E，震源機制屬於逆移形式（朝東逆衝），最大應力方向為 N80~50° W。斷層自和平外海向南延伸，由花蓮溪口進入花東縱谷向南延伸，從縱谷南端進入北呂宋海槽西側，延伸至恆春半島東側海域，全長約 300 公里（**圖 4–92**）。依據震波層析成像、地震分布、震源機制以及地質構造等資料，可以將中央山脈斷層（地震帶）分為五個區段，計有和平段、鳳林段、玉里段、初鹿段與檳榔段（**圖 4–93**；陳文山等，2019；Chen et al., 2024）。依地質特性來看，最北側的和平段位在碰撞與隱沒的轉換帶，脊樑山脈向東逆衝至增積岩體之上，而菲律賓海板塊朝北隱沒至脊樑山脈東翼之下（**圖 3–10**）；中段的鳳林段（**圖 3–11**）、玉里段（**圖 3–12**）與初鹿段（**圖 3–13**）則位於碰撞帶。最南段的檳榔段屬於初期碰撞帶，此區域位於弧陸之間尚存弧前盆地，火山弧（綠島 – 蘭嶼）尚未與歐亞板塊碰撞（**圖 3–14**，**圖 3–15**，**圖 3–16**）。北側的和平段與南側檳榔段的斷層尖端已經出露海床，但是位於碰撞帶的三個區段，由於海岸山脈朝西逆衝，斷層尖端被掩覆在縱谷斷層之下，沒有出露於縱谷中。

除了上述諸多 >M_L 6.0 地震沿著中央山脈斷層地震帶發生（圖 4–94），印證了中央山脈斷層存在之外，從 Vp/Vs 值與 Vs 異常擾動值的層析成像速度構造分析中也可以見到地震帶（斷層）兩側存在明顯的速度構造差異，上盤（脊樑山脈）呈現低 Vp/Vs 值的高速構造，顯示由變質岩帶組成的岩盤；下盤（海岸山脈）呈現高 Vp/Vs 值的低速構造，顯示是富含水的弧前與前淵盆地的沉積層，由於岩性明顯不同導致 Vp/Vs 值與 Vs 異常擾動值的差異。此外，斷層下盤深度在 10~20 公里的 Vp 速度已達 6.0~7.5 km/s，可能顯示地函（Vp=7.5 km/s）已伸入至縱谷淺處 20 多公里深（Kuo–Chen et al., 2012; Goyal and Hung, 2021; 陳文山等，2018）。

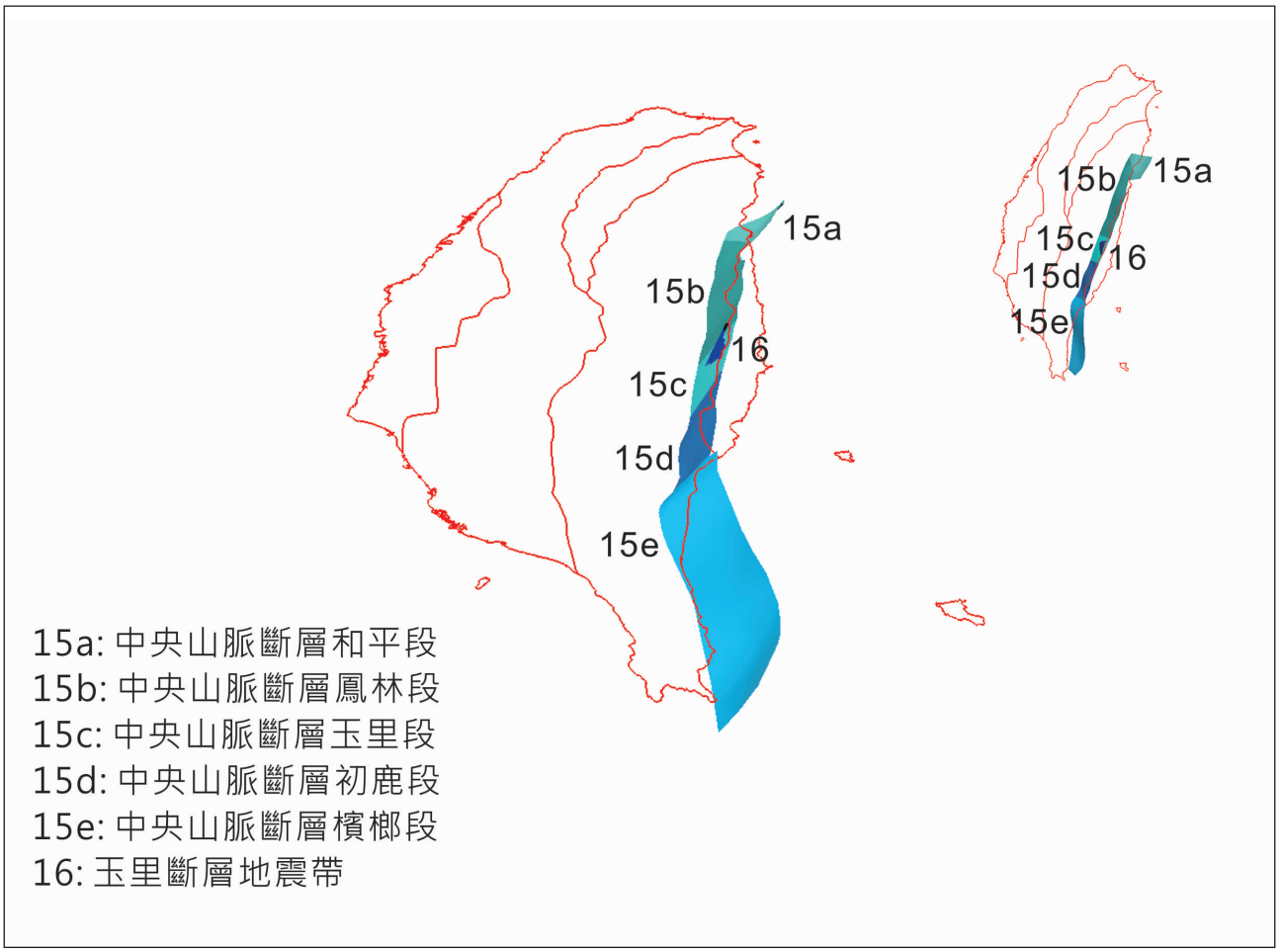


圖 4–92、中央山脈斷層地震帶分為五個區段，和平段、鳳林段、玉里段、初鹿段、檳榔段以及玉里斷層地震帶位置。

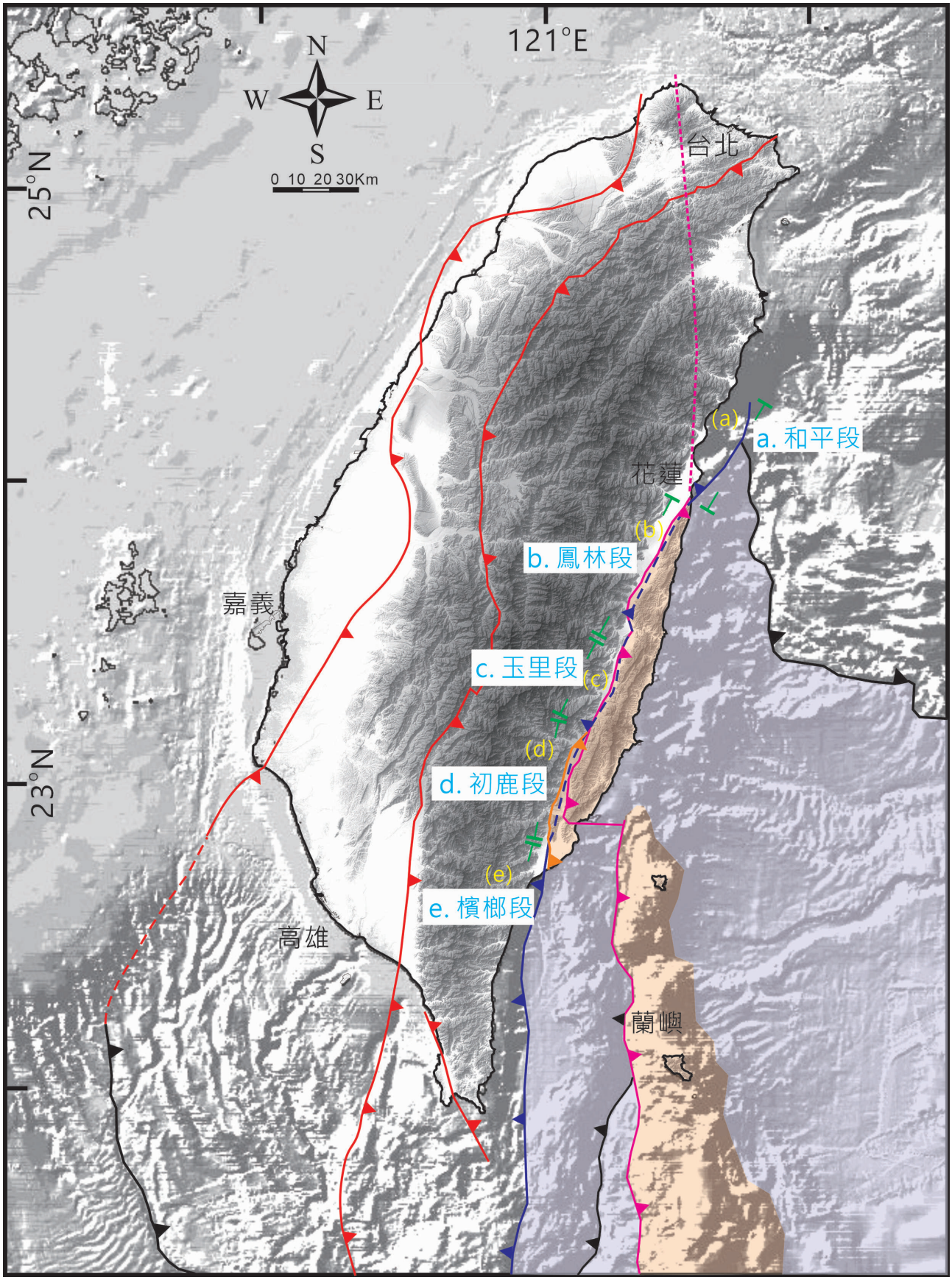


圖 4–93、藍色實線與虛線為中央山脈斷層，實線表示斷層尖端出露地表或海床，虛線表示斷層尖端被海岸山脈覆蓋。粉紅色短虛線為隱沒的菲律賓海板塊西側界限。

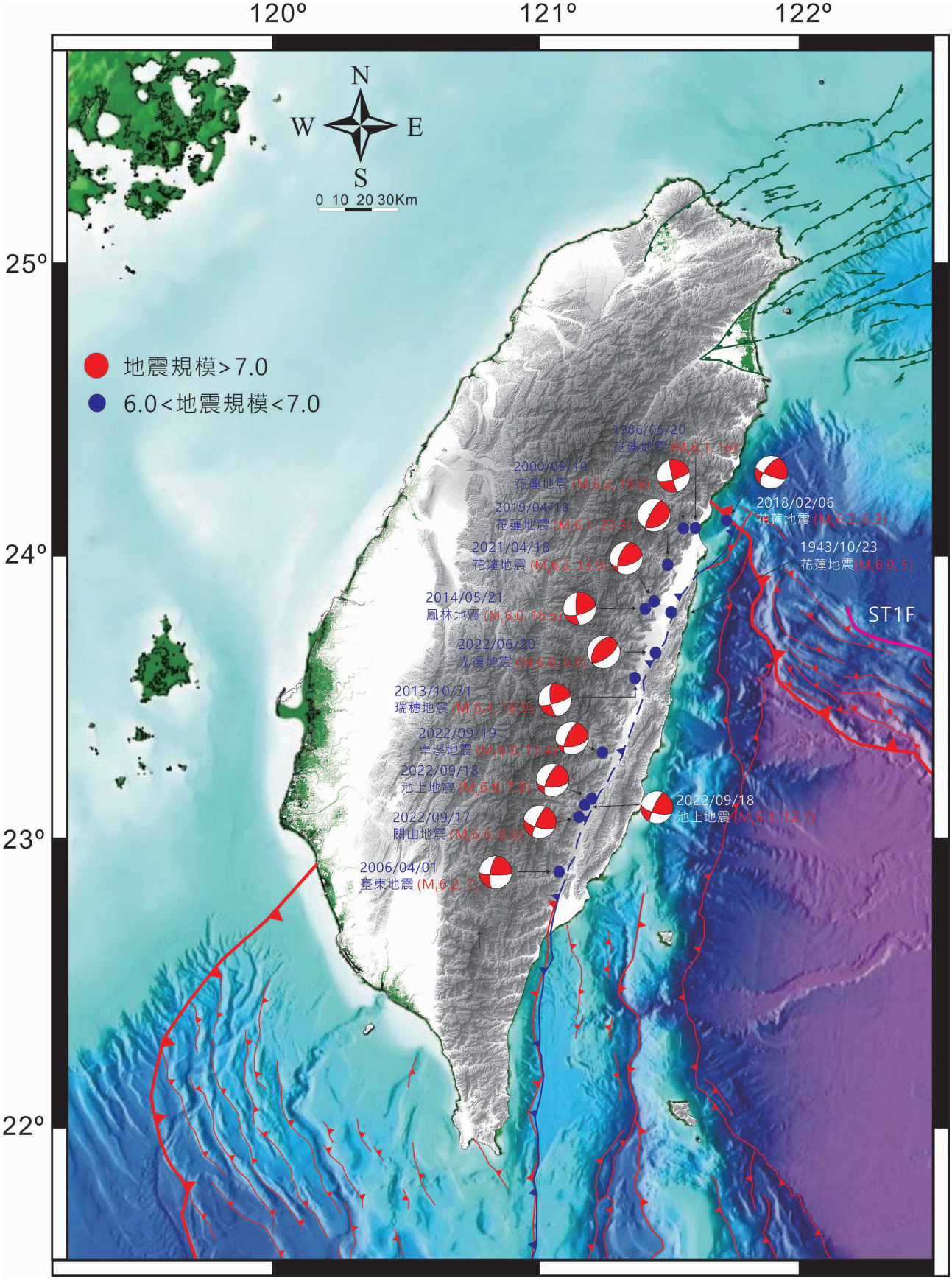


圖 4–94、1900 年以來，中央山脈斷層地震帶 >M_L 6.0 地震的分布。藍色圓圈為 M_L 6.0~7.0 地震。

4.4.2.1 中央山脈斷層地震帶和平段

和平段位於中央山脈斷層最北端，從立霧溪外海向南延伸至花蓮溪口，斷層尖端已出露海床（圖 4–92）。這區域位在菲律賓海板塊朝北隱沒與碰撞的轉換帶，因此構造與地震頗為複雜。為了確定斷層位置，本研究採用震波層析成像與地震分布等方法（圖 4–95，圖 4–96）。由於菲律賓海板塊沒入脊樑山脈東翼之下，導致歐亞板塊的中下部地殼受擠壓而增厚，造成脊樑山脈拱起，使山脈東翼沿著中央山脈斷層朝東逆衝至增積岩體之上（圖 3–9）。地震深度 <25 公里，地震帶向西傾斜 45~50°，震源機制為朝東逆衝；2018/02/06 花蓮地震主震 M_L 6.2（震源 6.3 公里）發生在此地震帶（圖 4–94）。地震分布顯示地震帶西側還形成一反向，朝東傾斜的邊界，形成朝西的逆衝斷層。此帶的地震都以逆移作用形式為主，規模較大的地震多發生在東側的中央山脈斷層。此外，這區域還存在另一重要的構造，即菲律賓海板塊朝北隱沒地震帶（圖 3–17，圖 3–18）；2018/02/04 花蓮地震 M_L 6.0（震源 8.7 公里）即屬於隱沒帶的地震（表一）。

根據震波層析成像分析顯示中央山脈斷層位在兩個不同速度構造的地殼界面上（朝西傾斜），西側（上盤）存在 Vp 與 Vs 異常擾動值為正值以及低 Vp/Vs 值的高速層，這與脊樑山脈變質岩地塊的特性相符；而東側地殼呈現 Vp 與 Vs 異常擾動值為負值且高 Vp/Vs 值的低速層，指示存在隱沒形成的增積岩體。總體而言，淺層地殼構造是脊樑山脈變質岩帶向東逆衝至增積岩體上，而深層地殼是菲律賓海板塊朝北隱沒，同時向西擠壓至脊樑山脈底下（圖 3–9，圖 4–97）。

和平段位在菲律賓海板塊朝北隱沒至脊樑山脈下的交會處，因此地震非常頻繁。觀測期間，此區段總共發生 17306 起地震，是中央山脈斷層地震帶五個區段中地震最頻繁，也是發生中大規模地震（>M_L 6.0）最多的區段（圖 4–98，表二），包括 1986/05/20 花蓮地震 M_L 6.1、2000/09/10 花蓮地震 M_L 6.2，2018/02/06 花蓮地震 M_L 6.2 以及 2019/04/18 花蓮地震 M_L 6.3，其中 2018/02/06 花蓮地震 M_L 6.2 並觸動位在上盤的米崙斷層產生位移。此外，2024/04/03 地震的部分餘震也發生此區段上。從地震密度分析，此地震帶是臺灣地震密度最高的區域，為 5.14 個 / 公里 ^{3}（表二），其中之一原因是此區域正位在兩板塊碰撞與隱沒的轉換帶，導致地震頻繁且複雜。

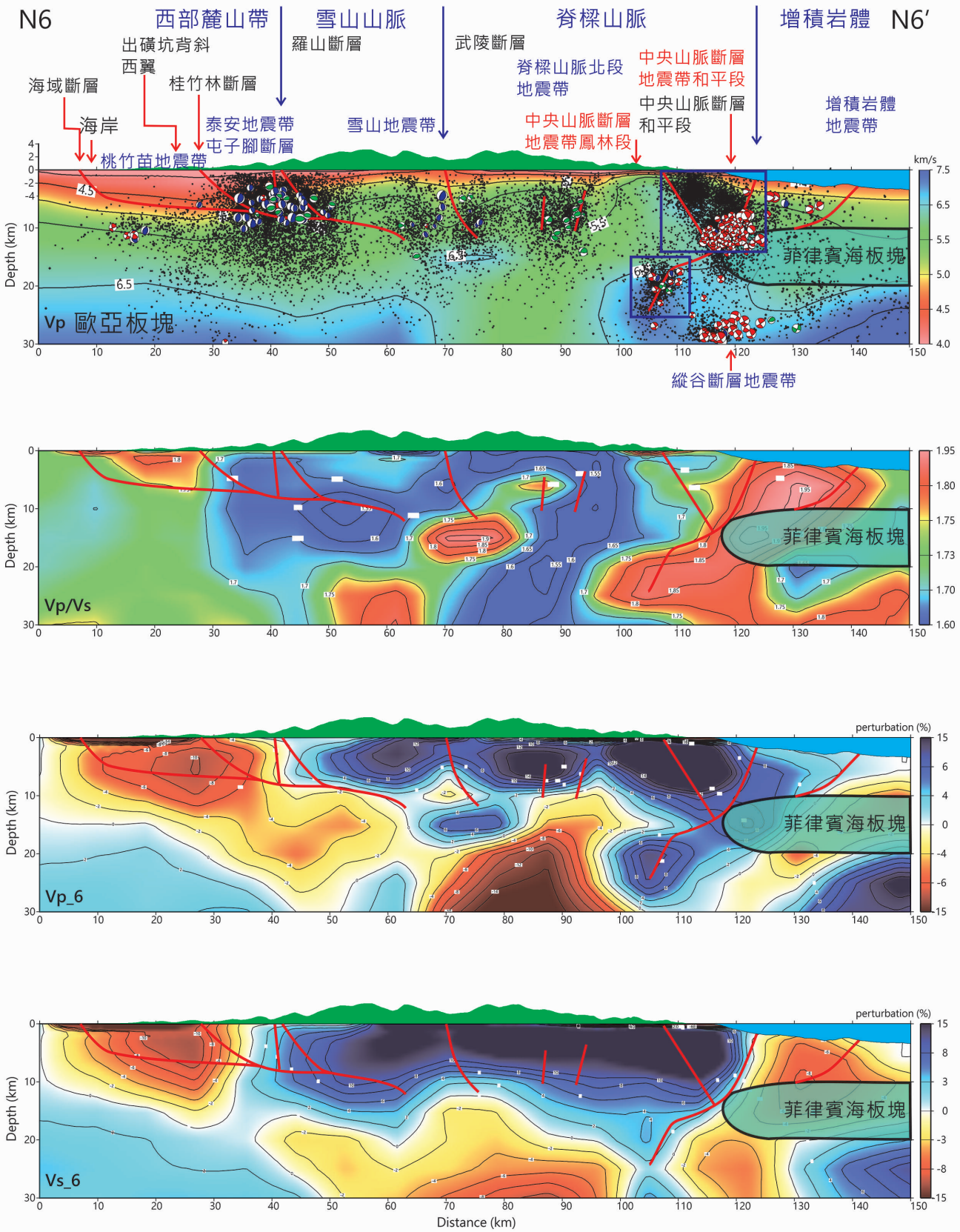


圖 4–95、N6 剖面，和平段位在兩板塊的碰撞與隱沒轉換帶，西側為脊樑山脈，東側為增積岩體。剖面位置見圖 3–1。

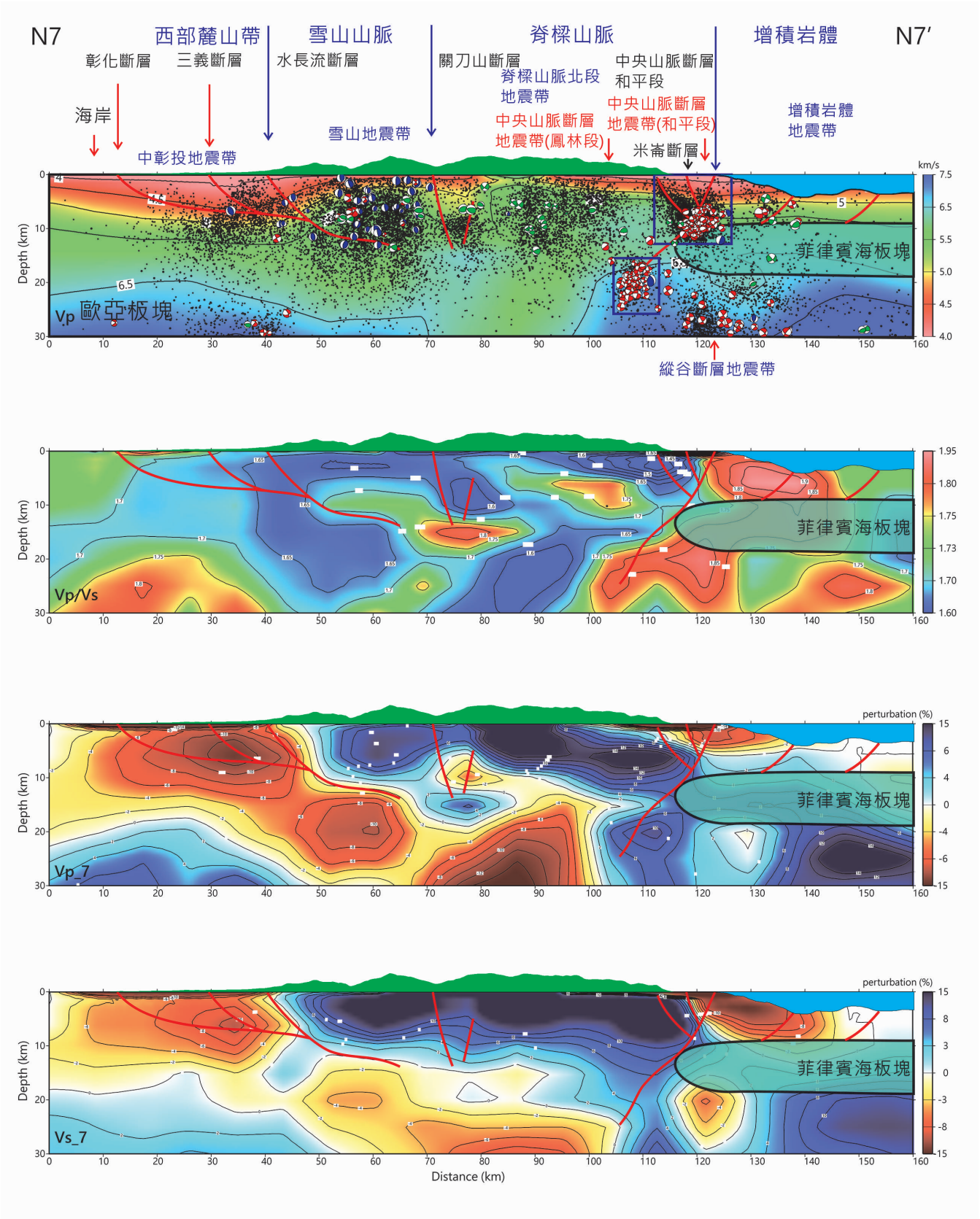


圖 4–96、N7 剖面，和平段位在兩板塊的碰撞與隱沒轉換帶，西側為脊梁山脈，東側為增積岩體。剖面位置見圖 3–1。

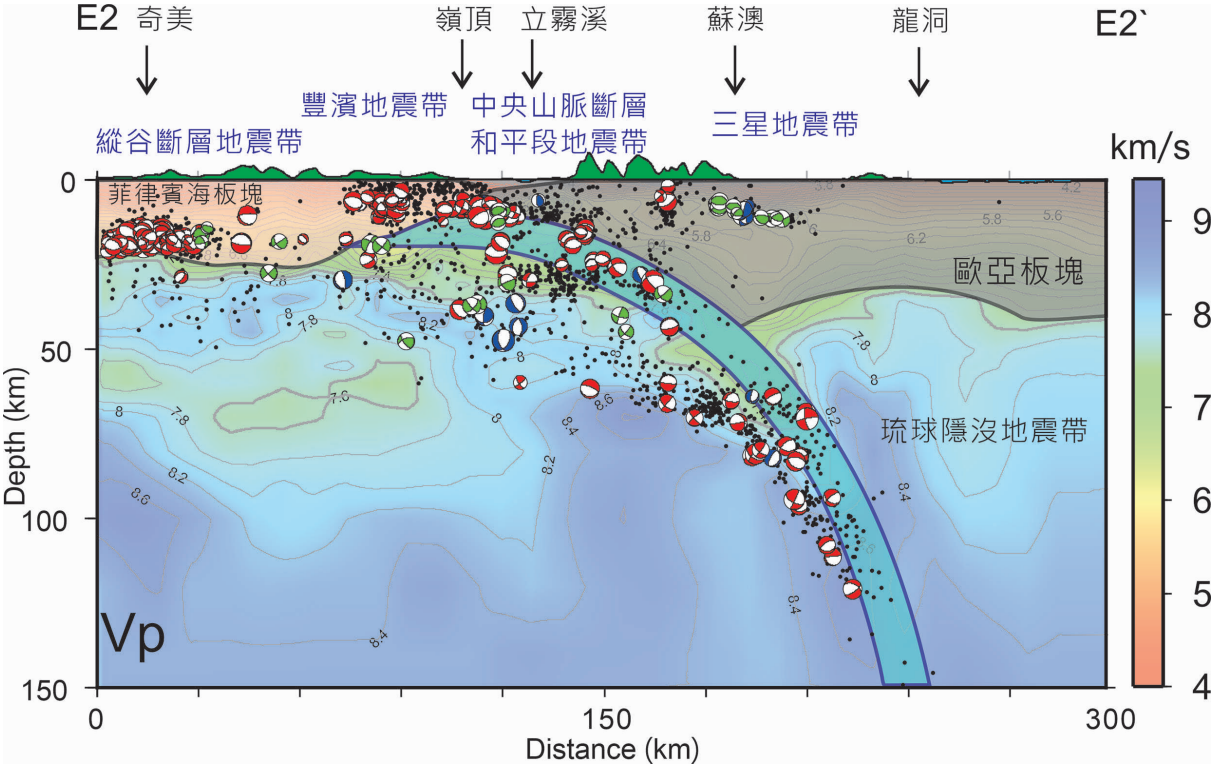


圖 4–97、菲律賓海板塊朝北隱沒伸入脊樑山脈東翼下。剖面位置見圖 3–4。

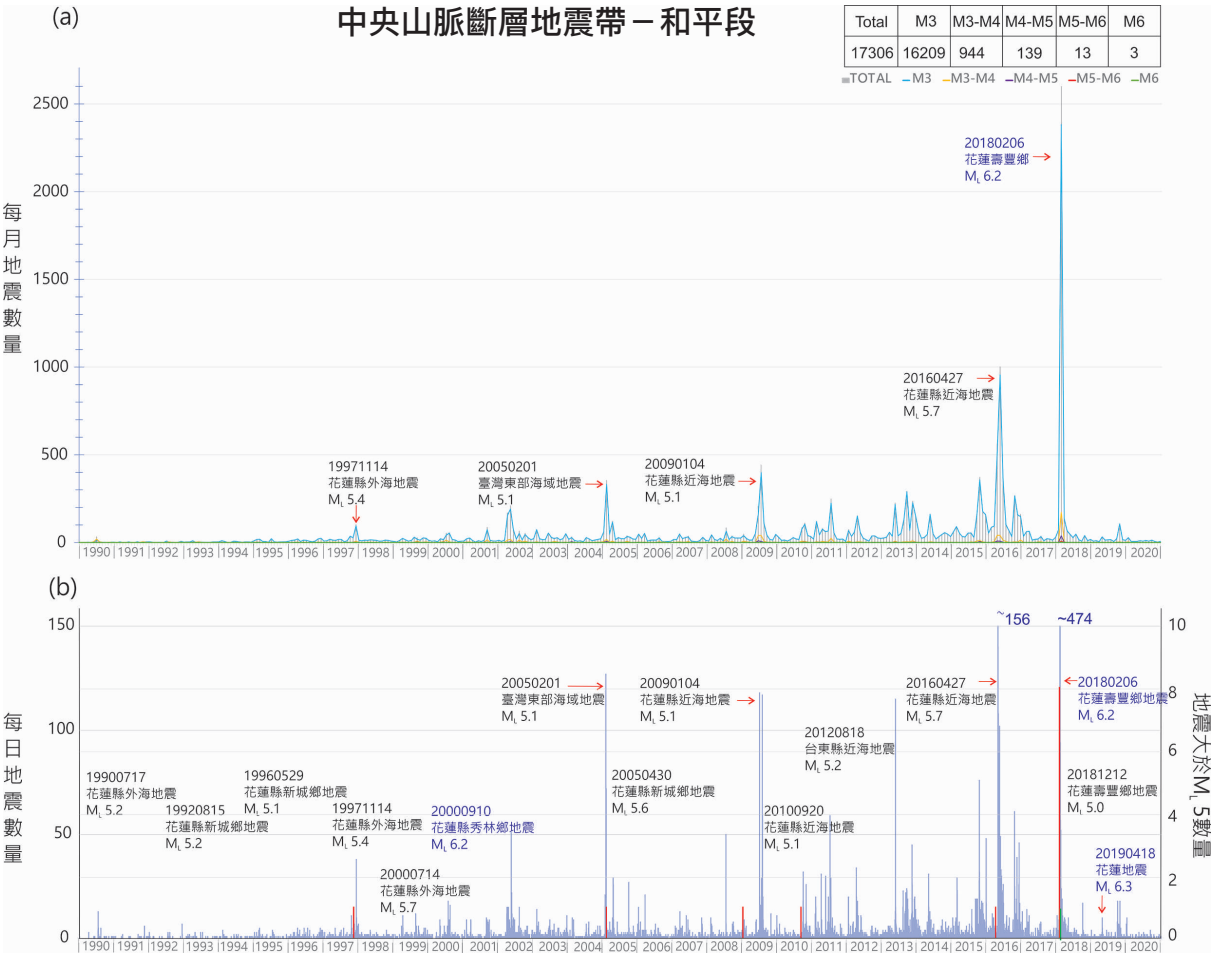


圖 4–98、1990~2020 年地震頻率。中央山脈斷層和平段的地震頻率高，但發生中大規模地震（>M_L 5.0）較頻繁。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.4.2.2 中央山脈斷層地震帶鳳林段

鳳林段從花蓮溪口向南延伸至瑞穗（圖 4–92），海岸山脈朝西仰衝至脊樑山脈上，導致中央山脈斷層被縱谷斷層覆蓋（圖 3–11，圖 4–94）。脊樑山脈東翼底下，存在一朝西傾斜 55~60°地震帶，地震深度 8~25 公里。近二十多年來，此地震帶發生多次 >M_L 6.0 地震，包括 2013/10/31 瑞穗地震 M_L 6.4、2014/05/21 鳳林地震 M_L 6.0、2019/04/18 花蓮地震 M_L 6.3、2021/04/18 花蓮地震 M_L 6.2、2022/06/20 光復地震 M_L 6.0，總共 6 起（圖 4–94，表一）。震源機制皆呈現逆移與逆移兼左移，最大主應力方向約 N55° W。從主震與餘震分布來看，

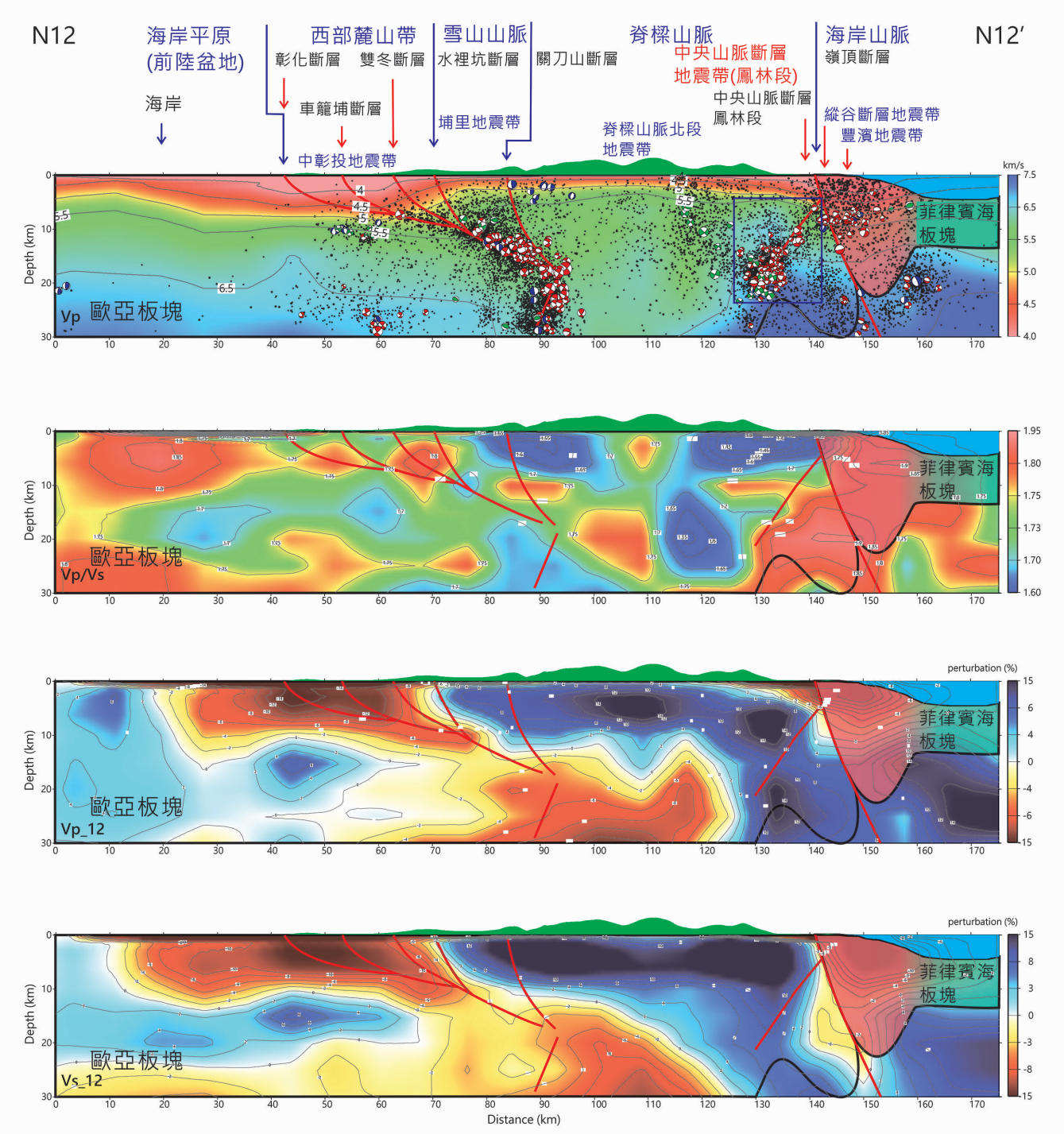


圖 4–99、黑框為鳳林段，地震帶朝西傾斜，斷層尖端位在嶺頂斷層之下。剖面位置見圖 3–1。

嶺頂斷層與瑞穗斷層（北段縱谷斷層）之下存在一朝西傾斜的地震帶，震源機制以逆移作用形式為主。地震帶位在高 Vp/Vs 值的低速層與低 Vp/Vs 值的高速層的界面，高速層（脊樑山脈變質帶）逆衝覆蓋在低速層之上（前淵盆地沉積層或混同層）（**圖 4–99**，**圖 4–100**）。

鳳林段在 2013/10/31 花蓮瑞穗地震 M_L 6.4 之後，每月地震數量顯增加至 30~50 起，並陸續發生 5 起 M_L 5.0~6.0 地震，以及 2022/06/20 光復地震 M_L 6.0，可能受此地震事件影響，而導致地震密度變高（1.35 個 / 公里 ^{3}）（**表二**，**圖 4–101**）。

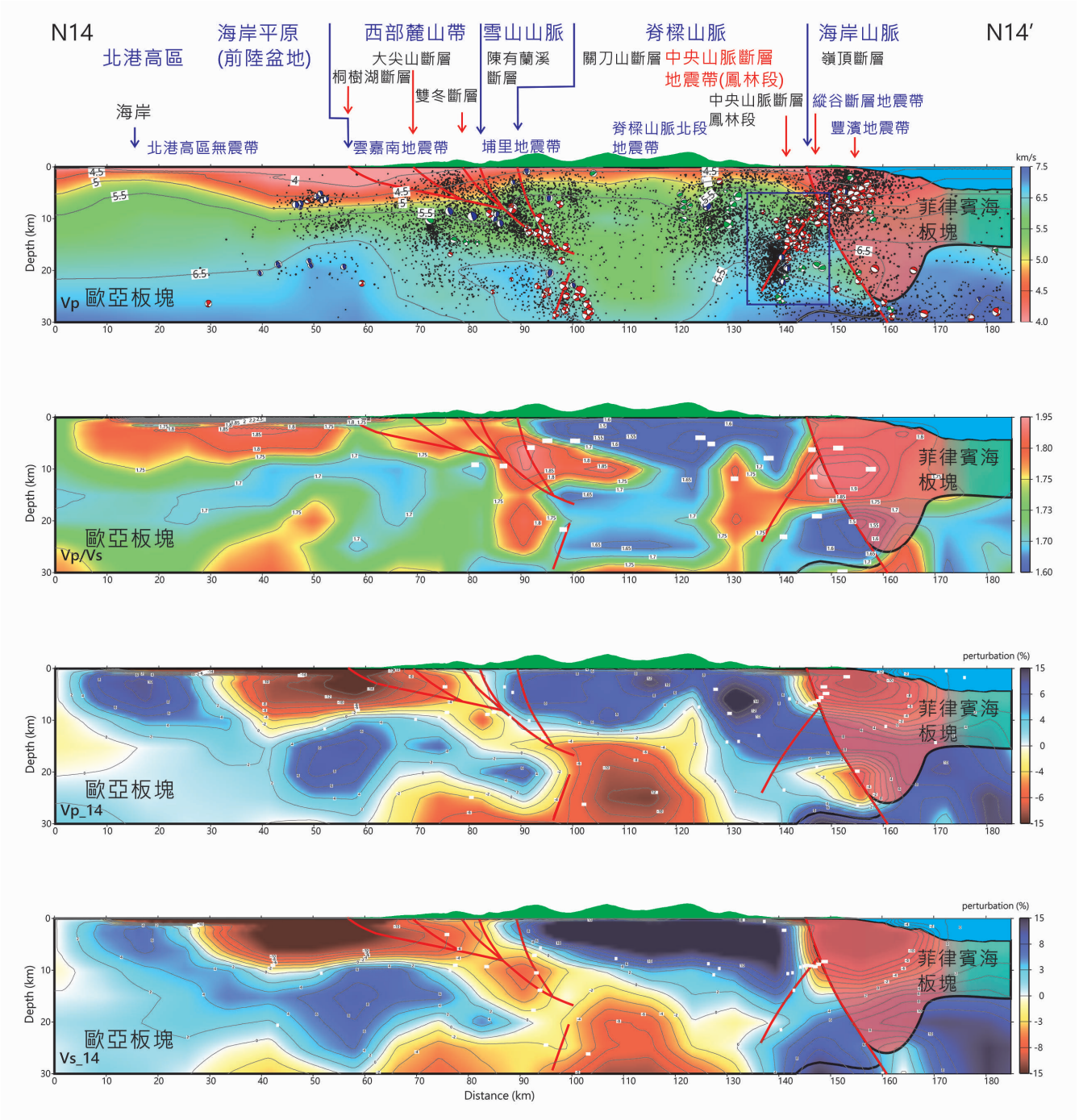


圖 4–100、黑框為鳳林段地震帶朝西傾斜，斷層尖端位在嶺頂斷層之下。剖面位置見**圖 3–1**。

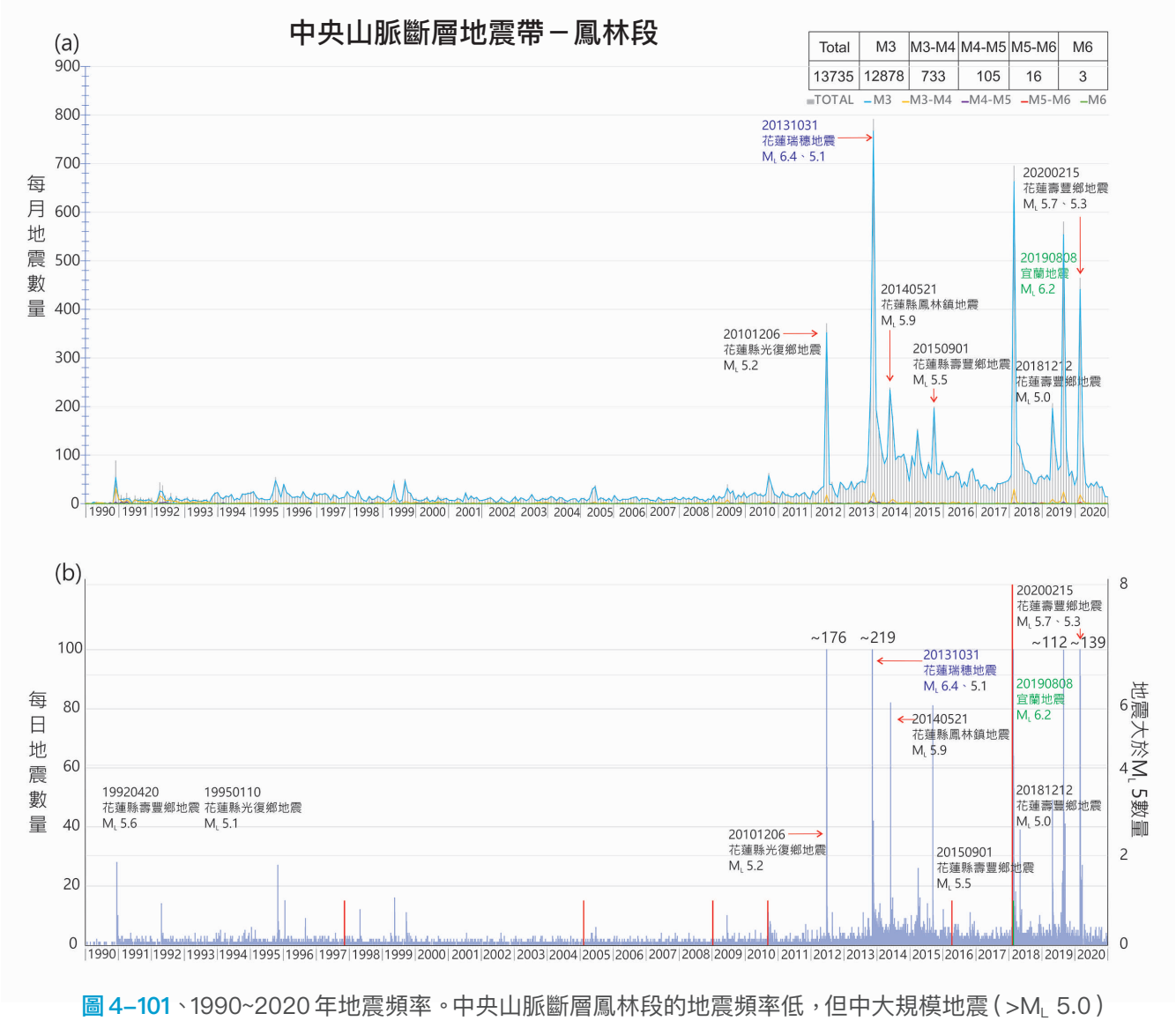


圖 4–101、1990~2020 年地震頻率。中央山脈斷層鳳林段的地震頻率低，但中大規模地震（>M_L 5.0）較頻繁。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.4.2.3 中央山脈斷層地震帶玉里段

玉里段位於瑞穗至池上之間（圖 4–92；圖 3–12，圖 4–94），1990 年以來此區段地震活動極少，難以依據地震分布判定是否存在朝西傾斜的斷層。然而，從震波層析成像結果顯示，縱谷下存在一朝西傾斜的速度構造界面。儘管玉里段極少有地震活動，但北側的鳳林段與南側的初鹿段都曾發生 >M_L 6.0 地震，或有頻繁的 M_L 4.0~6.0 地震。由於玉里段的地震活動相當少，推測處於鎖定狀態（陳文山等，2018）。震波層析成像分析顯示玉里段的地殼構造與其它中央山脈斷層區段相似，地震發生在 Vp/Vs 值變化的界面。地震帶朝西傾斜，上盤的高速層（脊樑山脈變質帶）覆蓋在低速層之上（圖 4–102）。

2022/09/18 玉里段發生 M_L 6.8（M_W 7.0）與 M_L 6.1 的池上地震，震央位在池上，地表出現多處破裂。隨後 2022/09/19 玉里又發生 M_L 6.0 的卓溪地震（餘震）（圖 4–94，表一）。除了玉里段產生地表破裂之外，位在玉里段上盤的玉里斷層也產生地表錯移。

之前，玉里段的地震頻率極低，是整段中央山脈斷層地震帶中頻率最低的區段。觀測期間，地震數量僅 995 起，每月地震數量僅有數起；且 M_L 5.0~6.0 地震僅 1 起，地震分布密度僅 0.26 個 / 公里^3（**表二**，**圖 4–103**）。於 2022/09/18 池上地震之前，本研究即已認為玉里段呈現鎖定狀態，亦提醒於近期有可能發生＞M_L 6.0 地震（陳文山等，2018）。

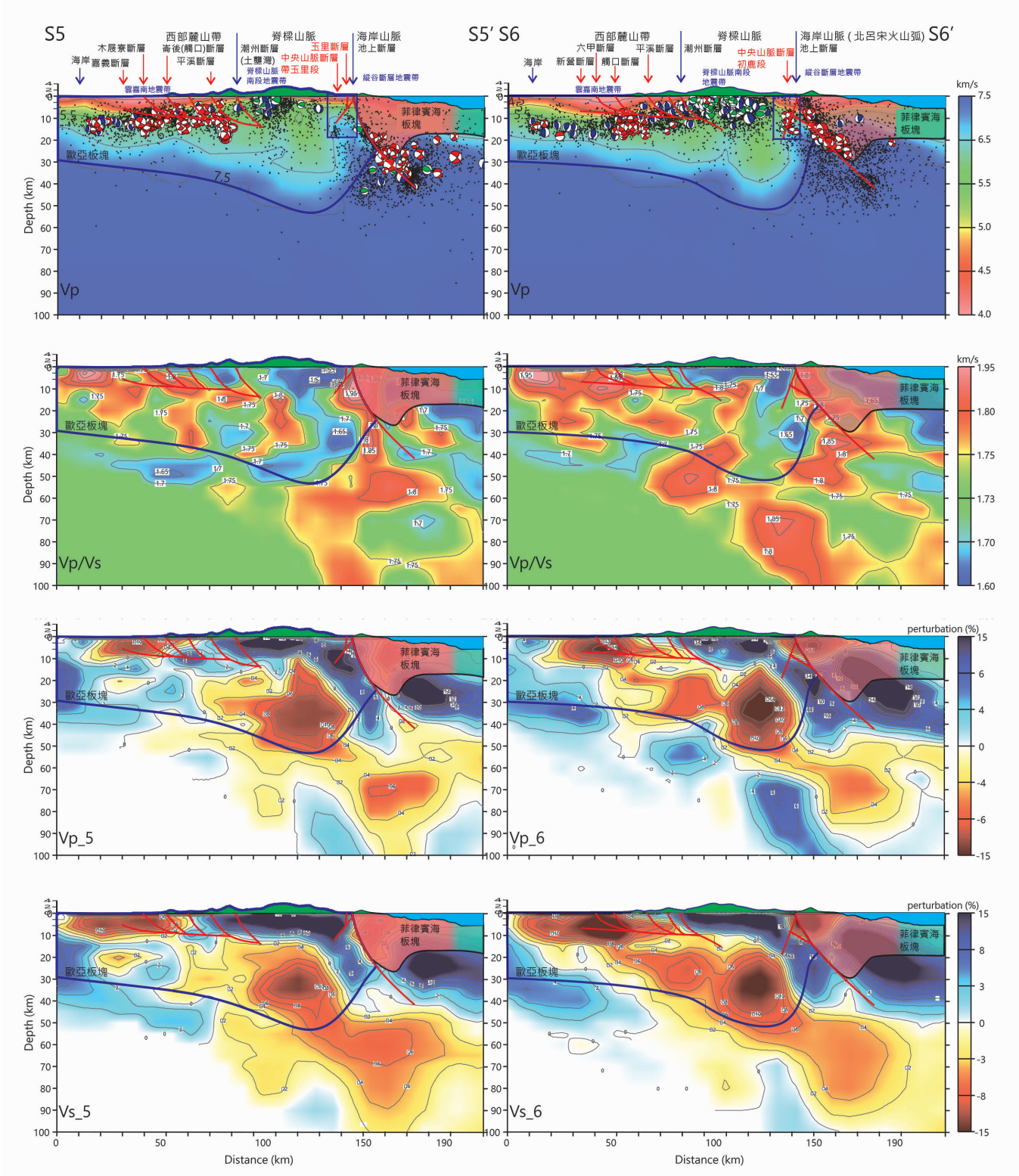


圖 4–102、玉里段地震數量非常少（S5 剖面），地震帶朝西傾斜，斷層尖端位在縱谷斷層（池上斷層）下。剖面位置見**圖 3–2**。

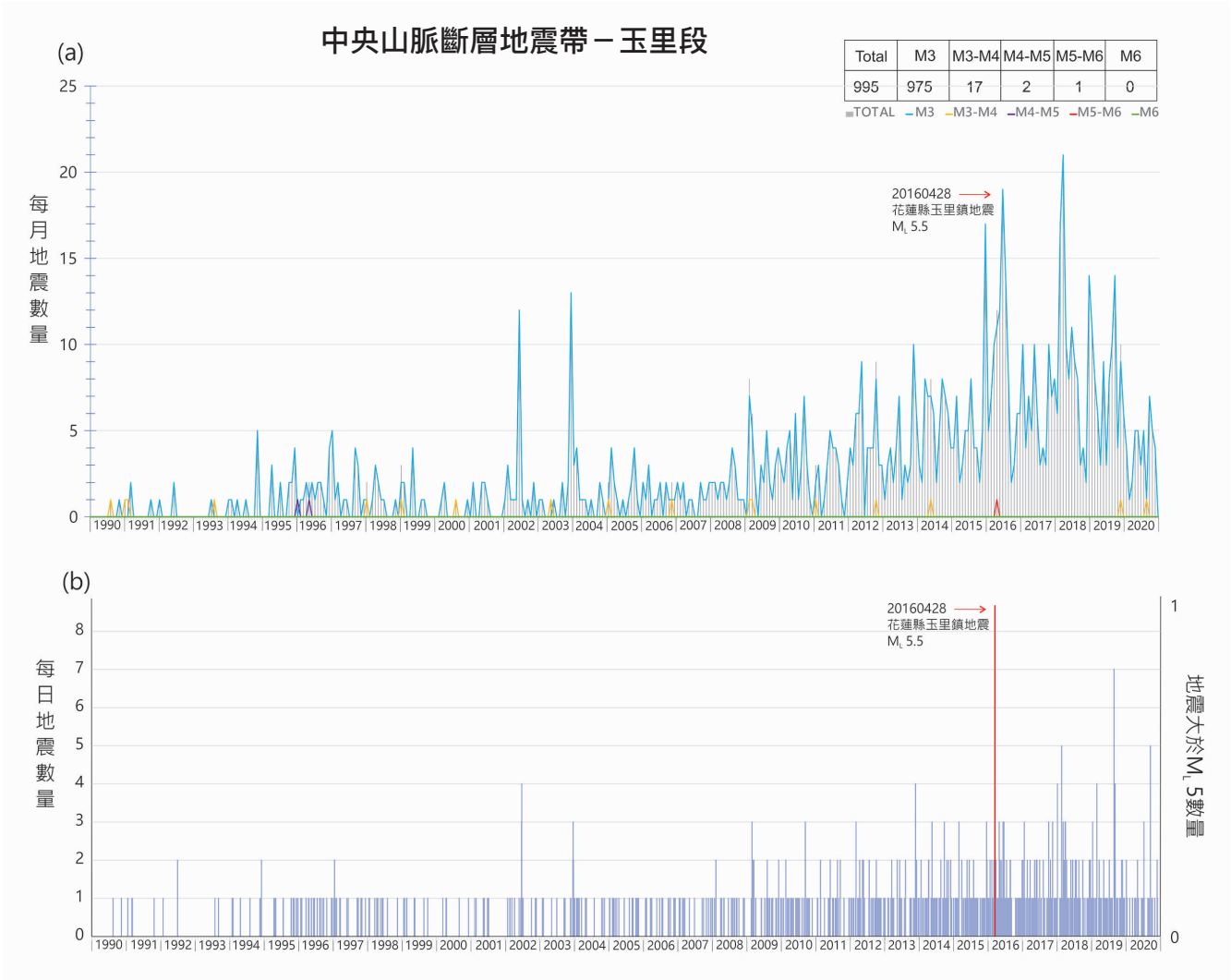


圖 4–103、1990~2020 年地震頻率。中央山脈斷層玉里段的地震頻率極低。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.4.2.4 中央山脈斷層地震帶初鹿段

初鹿段位於池上至初鹿之間（圖 4–92；圖 3–13，圖 4–94），地震深度 8~20 公里，形成一朝西傾斜 70°的地震帶，也是位在 Vp/Vs 值高低變化的界面（圖 4–104）。初鹿段屬於中央山脈斷層地震帶南段，斷層尖端延伸至鹿野斷層之下，未露出地表（圖 4–104）。震源機制為逆移與逆移兼左移，最大主應力方向為 N80~25° W。2006/04/01 臺東地震 M_L 6.2 即發生在此地震帶（Wu et al., 2006）；研究期間，初鹿段發生一次重大地震，即 2022/09/17 關山地震 M_L 6.6（圖 4–94，表一）。

初鹿段的地震頻率低，平均每月地震數量僅數起，2006/04/01 台東地震 M_L 6.2 之後，地震頻率略有升高；但中大規模地震仍然相對較少，2022/09/17 關山地震位於此區段的北端（表二，圖 4–105）。此段的地震分布密度屬於普通（0.79 個 / 公里 ^{3}），有受到 2003/12/18 卑南地震與 2006/04/01 臺東地震事件影響。從地震的數量與規模的評估，未來還是須注意 >M_L 6.0 地震。

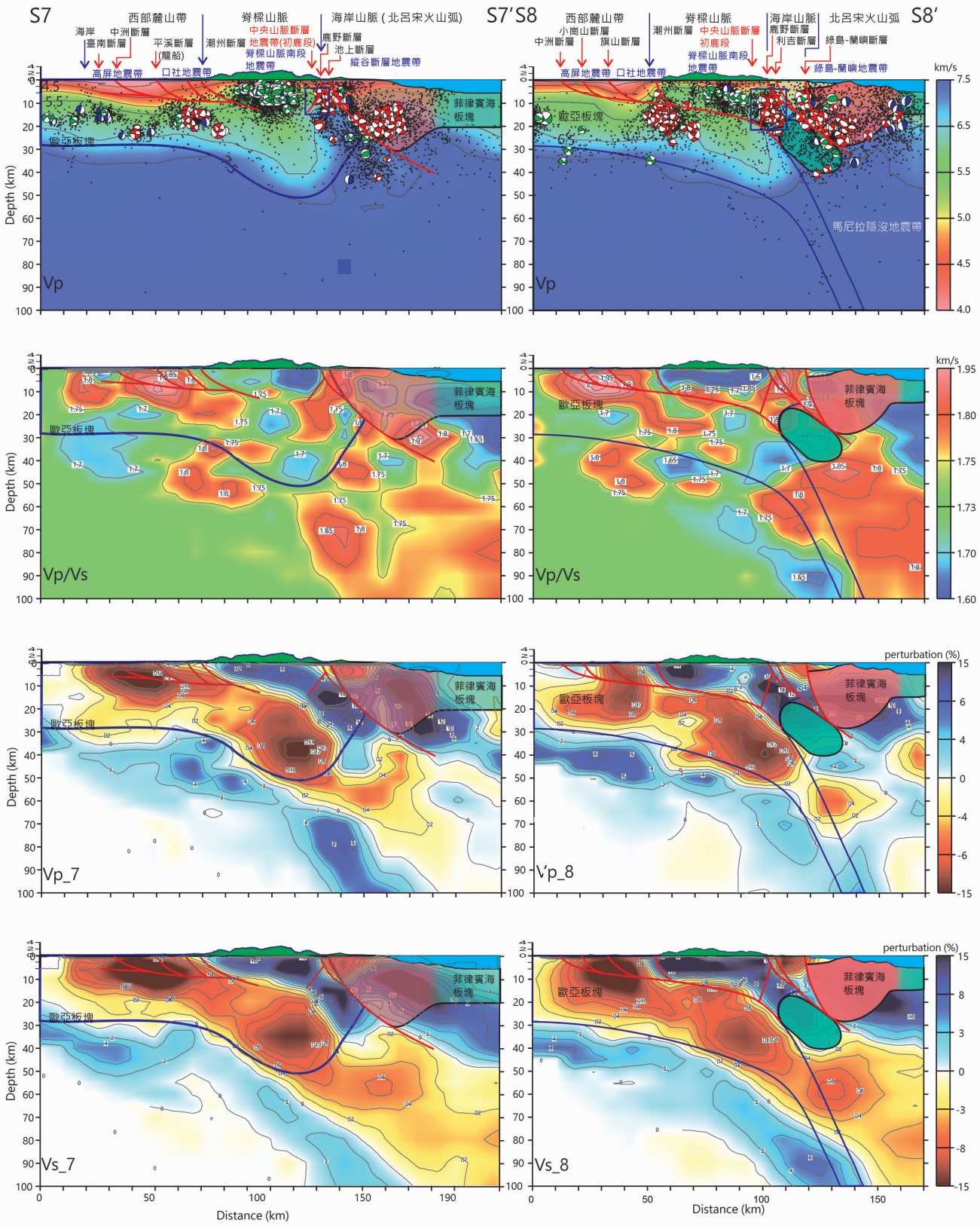


圖 4–104、初鹿段位置接近縱谷西側被鹿野斷層覆蓋。剖面位置見圖 3–2。

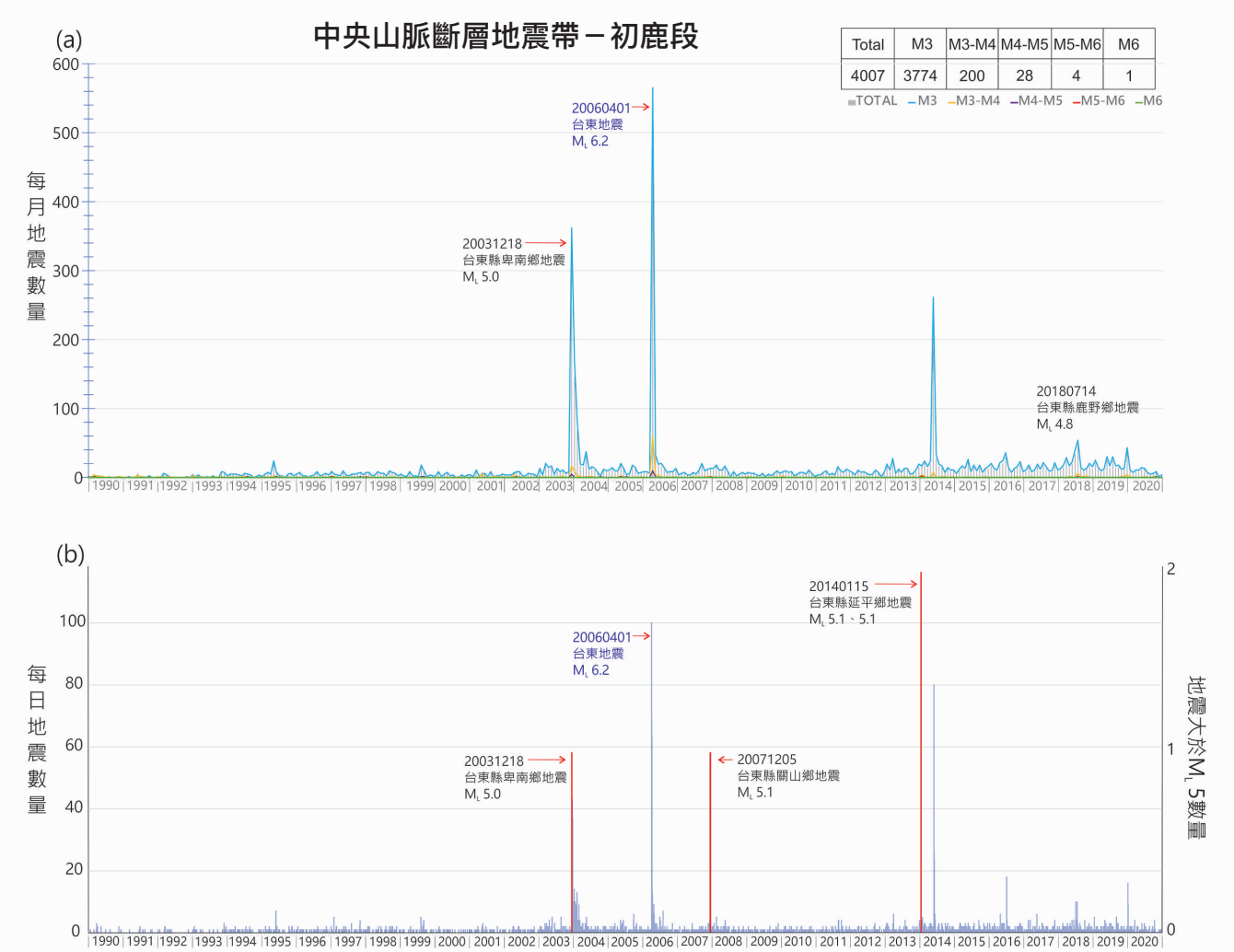


圖 4–105、1990~2020 年地震頻率。中央山脈斷層初鹿段的地震頻率非常低。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.4.2.5 中央山脈斷層地震帶檳榔段

檳榔段位於初鹿以南延伸至東南海域（圖 4–92；圖 3–14，圖 4–94），斷層尖端已出露地表，形成線形崖地形，稱檳榔線形（楊貴三，1986）。此區段向南沿著北呂宋海槽西側與臺灣島之間的海底形成線型崖，顯示斷層尖端已露出海床。檳榔段地震帶同樣呈現朝西傾斜 60~70°的地震帶，地震深度 <20 公里，震源機制為逆移與橫移作用形式（圖 4–106），而最大主應力方向為 N90~50° W（陳文山等，2019）。

此區域處於隱沒與碰撞轉換帶，弧前盆地（北呂宋海槽）未完全閉合。脊樑山脈與弧前盆地之間同樣以中央山脈斷層接觸，脊樑山脈朝東逆衝到北呂宋海槽之上（圖 3–15，圖 3–16，圖 4–107）。海槽東側屬於北呂宋火山弧（綠島 － 蘭嶼），之間已經產生綠島 － 蘭嶼斷層形成顯著的地震帶，呈現北呂宋火山弧朝西逆衝至北呂宋海槽上。因此，這隱沒與碰撞轉換帶構造在殘留弧前盆地（北呂宋海槽）的兩側各存在一相向的逆衝斷層（中央山脈斷層與綠島 － 蘭嶼斷層）。此外，弧前盆地與火山弧底下還存在馬尼拉隱沒帶，時有地震發生，深度可以達到 150 公里（圖 4–106，圖 4–107）。

檳榔段的地震頻率非常低，觀測以來的地震總數僅 3898 起，M_L 5.0~6.0 地震僅 3 起，2003/12/10 近海的 M_L 6.4 地震之後，略有提高；但在觀測期間未曾發生 >M_L 6.0 地震，也是值得注意的區段（圖 4–108）。此區段的地震密度較低，為 0.34 個 / 公里 ^{3}。

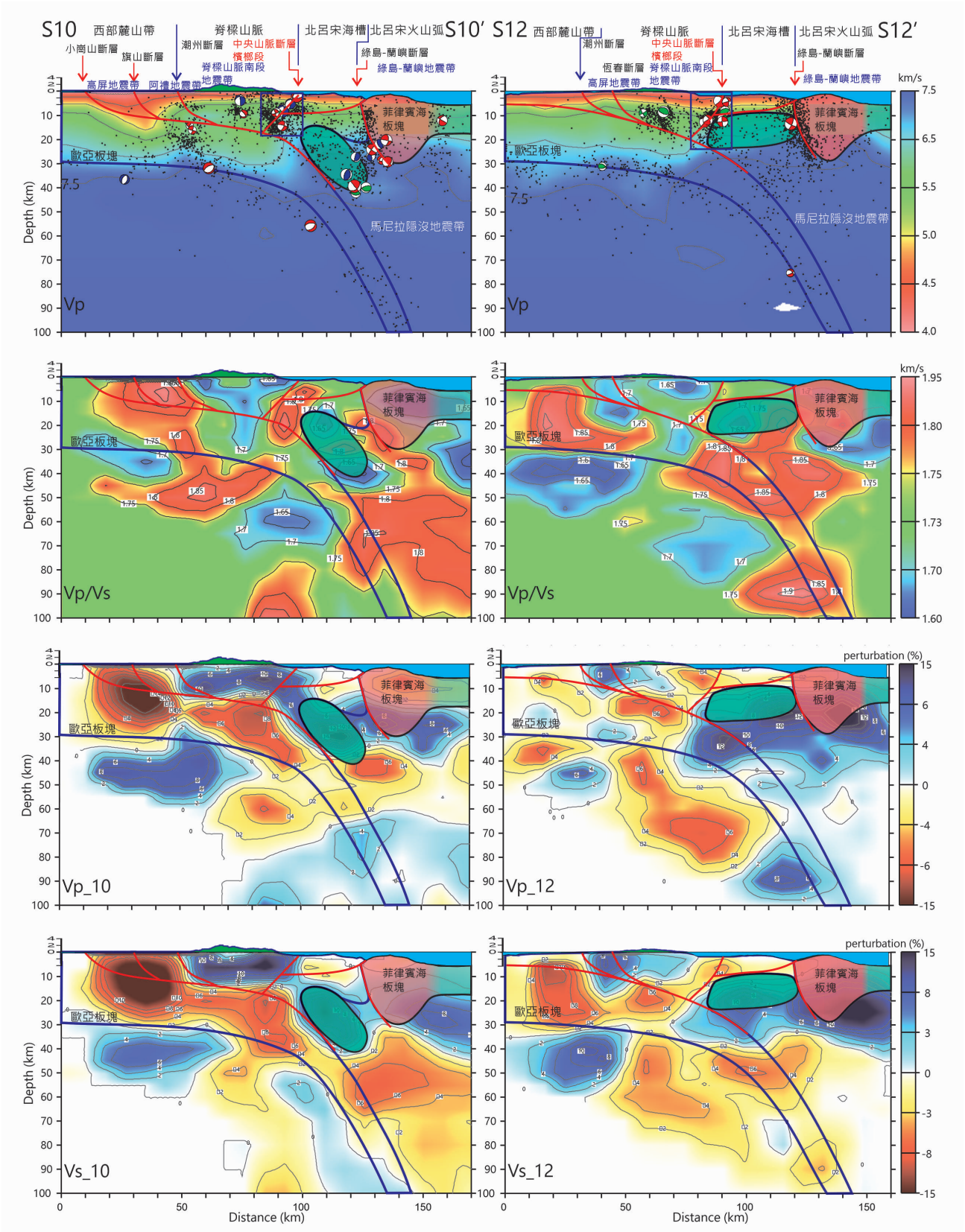


圖 4–106、北呂宋海槽兩側各形成一傾向相向的地震帶，西側為中央山脈斷層地震帶檳榔段，東側為綠島 – 蘭嶼地震帶。剖面位置見圖 3–2。

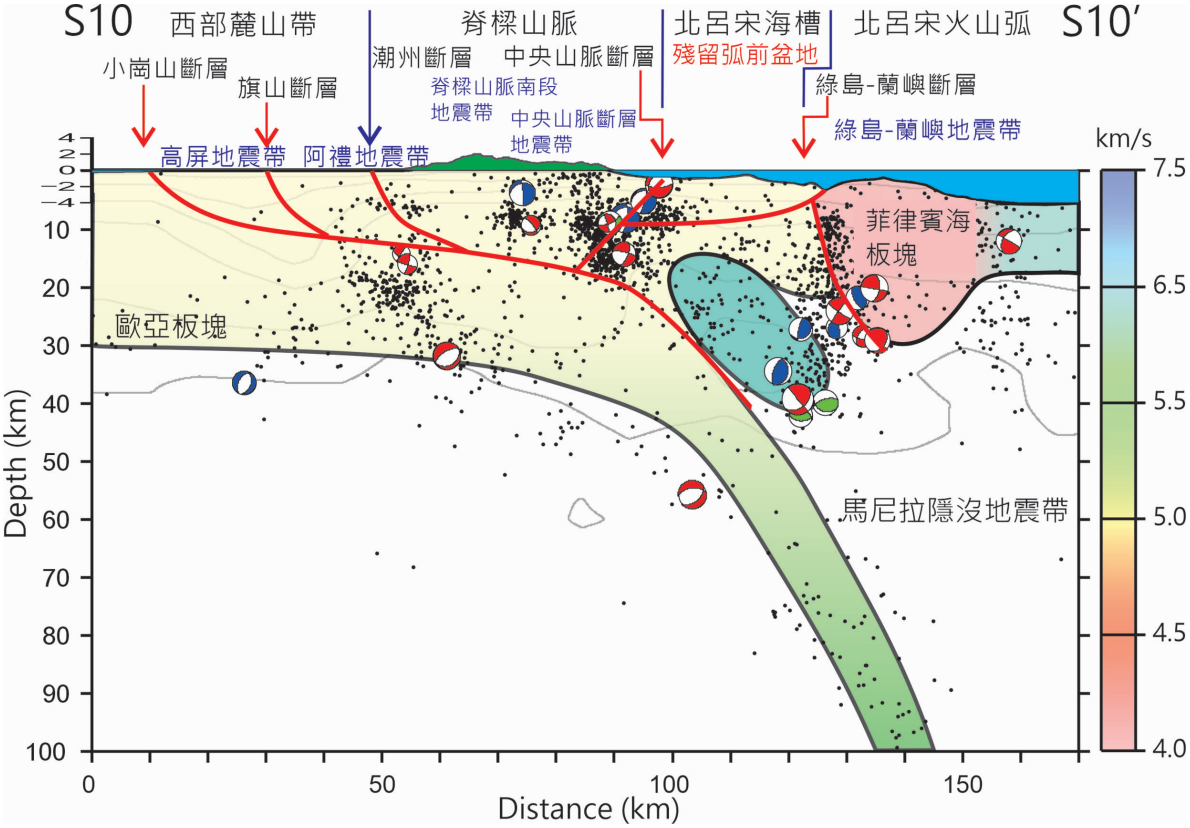


圖 4–107、北呂宋海槽是殘留弧前盆地，兩側各以中央山脈斷層與綠島 ─ 蘭嶼斷層的反向逆斷層為邊界。剖面位置見圖 3–2。

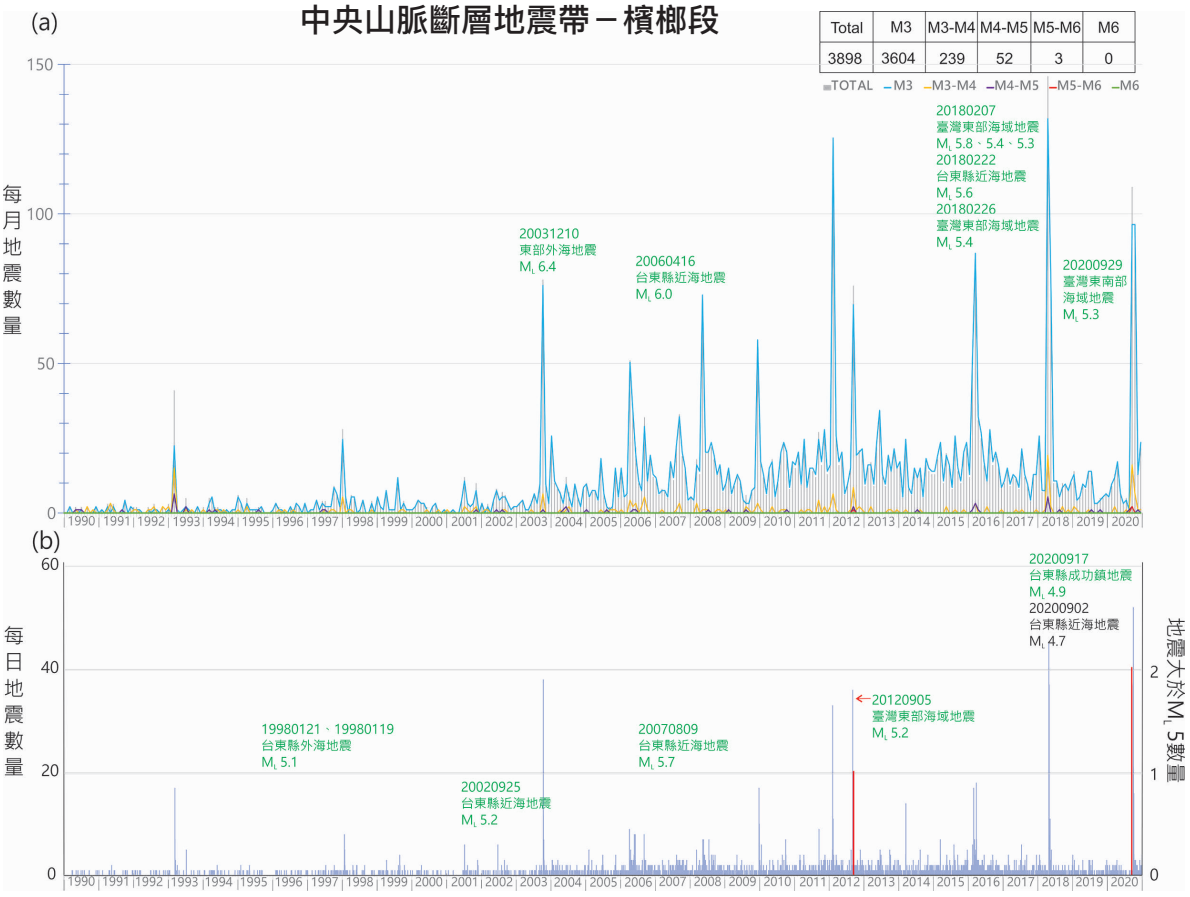


圖 4–108、1990~2020 年地震頻率。中央山脈斷層檳榔段的地震頻率低。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.4.3 玉里斷層地震帶

1951/11/25 台東地震，玉里斷層是其中之一發生地表破裂的斷層，當時紀錄的斷層跡通過玉里鎮。2022/09/18 池上地震 M_L 6.8（M_W 7.0），地震位在中央山脈斷層玉里段，同時亦牽動玉里斷層發生地表破裂，全長 16 公里，斷層跡從台東縣東里村向北延伸經玉里鎮、玉里高中、玉里醫院至秀姑巒溪河床（觀音）（**圖 4–92**）。地表破裂呈現左向橫移斷層，水平最大錯移量可達 80 公分（Chen et al., 2024）。玉里斷層是位於中央山脈斷層玉里段的上盤，屬於中央山脈斷層的分支斷層，因此當中央山脈斷層發生逆衝兼左移錯動時，也牽動位在上盤的玉里斷層產生左向橫移的錯移。

1990~2020 年觀測期間，玉里斷層地震帶的地震頻率極低，僅 213 起地震，其中僅 1 起 M_L 4.0~5.0，平均每月 0~1 起；地震分布密度低，為 0.21 個 / 公里 ^{3}（**圖 4–109**，**表二**）。

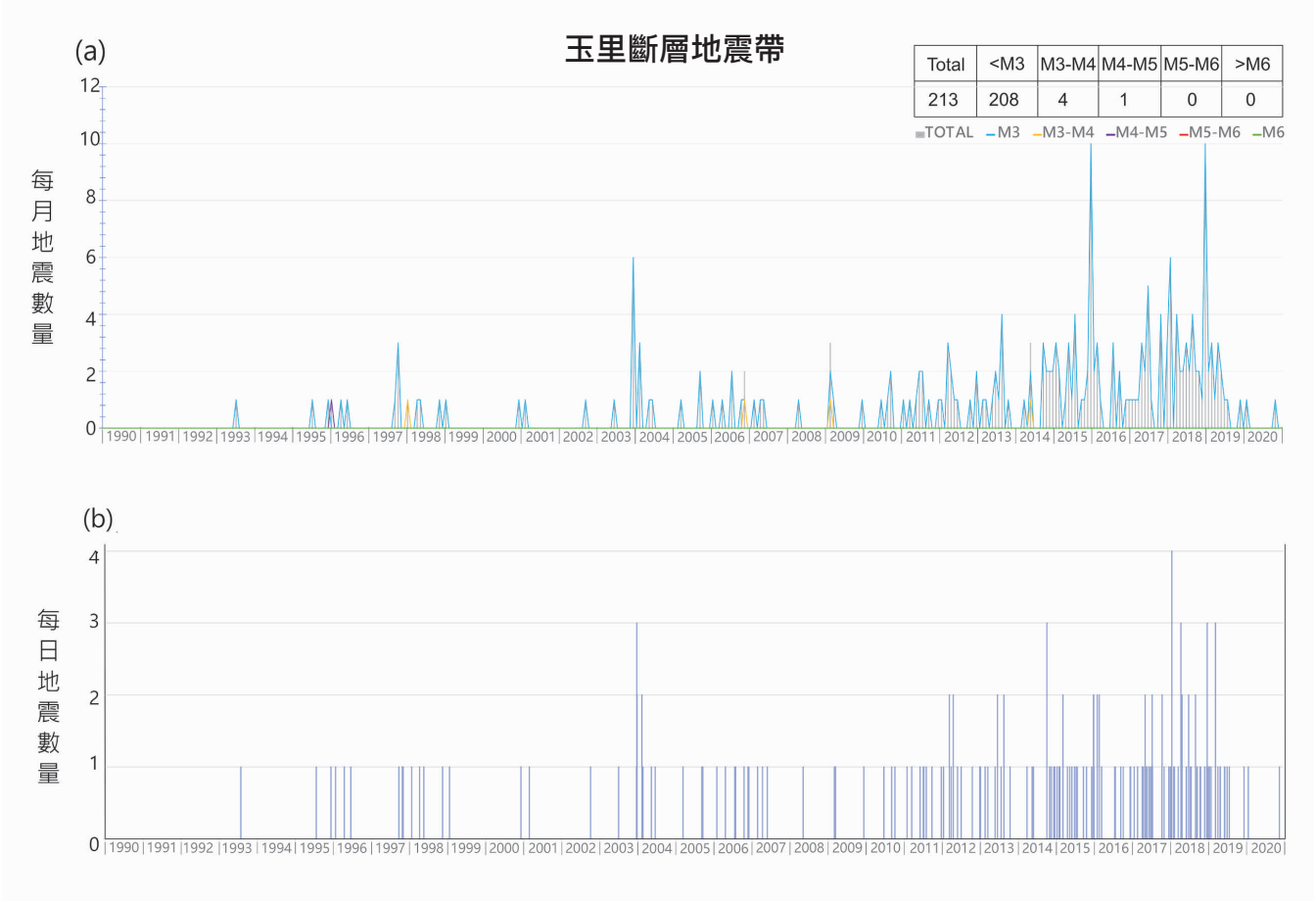


圖 4–109、1990~2020 年地震頻率。玉里斷層地震帶的地震頻率極低，平均每月地震僅 0~1 起。

4.4.4 南澳地震帶

南澳地震帶位於北段脊樑山脈東翼，從東澳至和平，地震深度 5~35 公里（圖 4–110），震源機制以左向橫移形式為主，部分為逆移形式，最大應力方向為 N50~70° E（圖 4–111）（陳文山等，2018）。這地震帶受到菲律賓海板塊向北隱沒擠壓影響，導致淺部地殼（歐亞板塊）產生北東向的走滑地震（圖 3–17，圖 3–18，圖 4–112，圖 4–113）。然而，此區域還存在另一更深層的地震帶，深度 >50 公里，是菲律賓海板塊隱沒產生的琉球隱沒地震帶（圖 4–111）。

自地震觀測以來，臺灣的地震帶中，南澳地震帶的地震頻率屬於第二高，地震總數 51026 起，平均每年地震約 1700 起（每月地震頻率約 150 起），>M_L 5.0 地震約 16 起（圖 4–114）。而 >M_L 6.0 地震僅 3 起，分別是 1994/06/05 南澳地震 M_L 6.5、2001/06/14 南澳地震 M_L 6.3、2019/08/08 宜蘭地震 M_L 6.2（圖 4–113）。其地震分布密度亦非常高，為 3.07 個 / 公里^3。

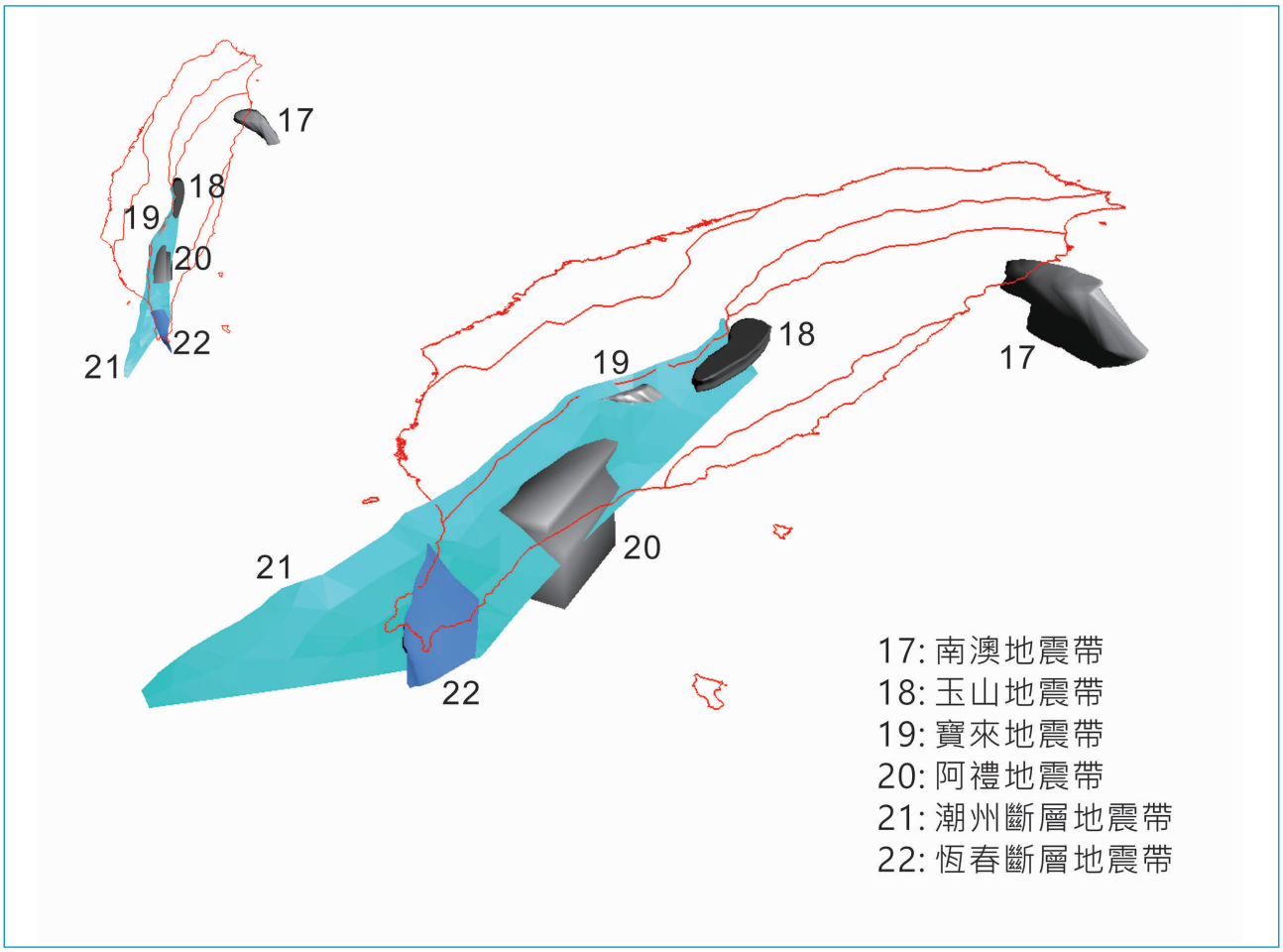


圖 4–110、脊樑山脈地質構造區的地震帶，東北側的南澳地震帶，以及西側的玉山地震帶、寶來地震帶、阿禮地震帶、潮州斷層地震帶與恆春斷層地震帶。

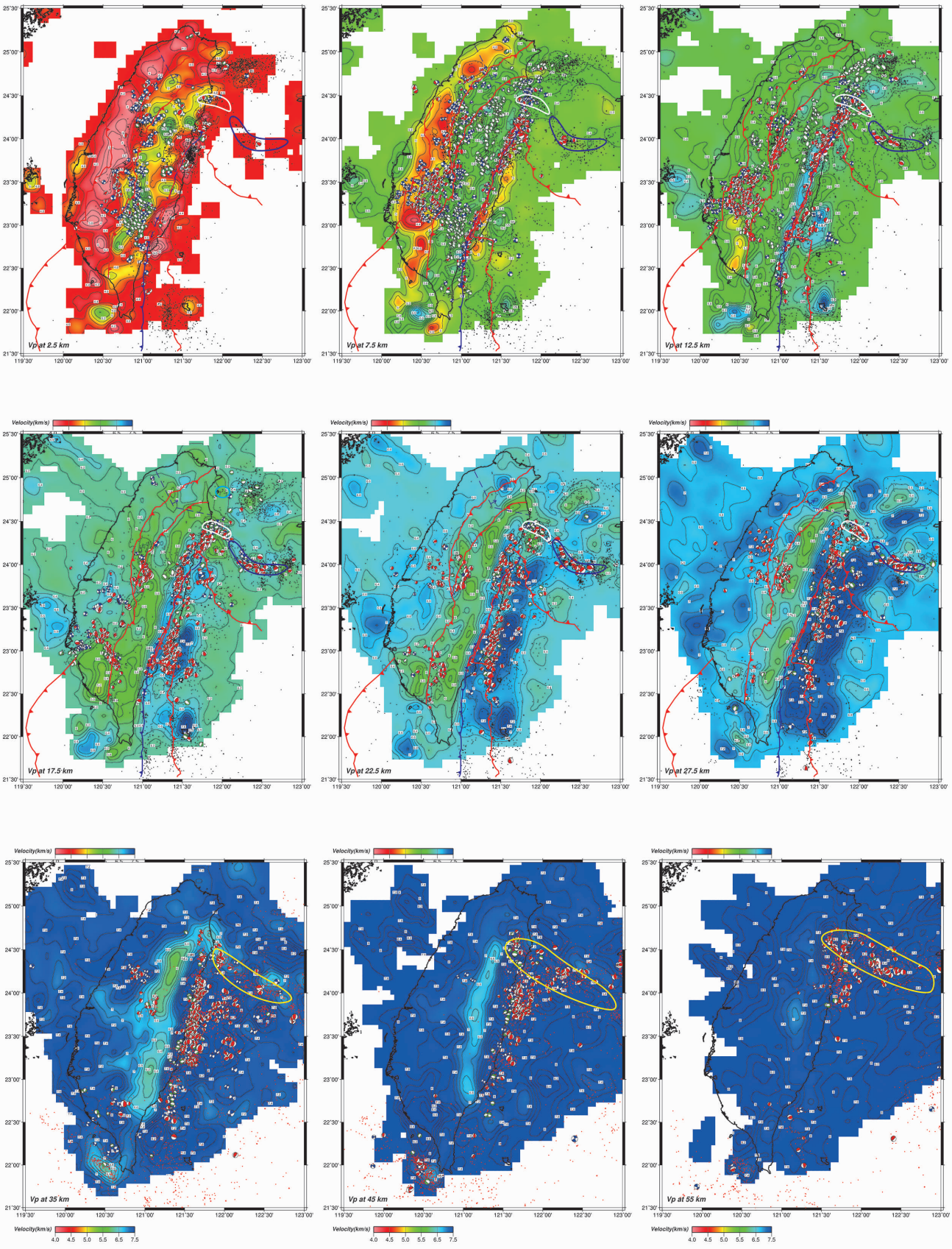


圖 4–111、南澳地震帶（白圈），弧前盆地地震帶（藍圈）；隱沒帶地震（黃圈）。深度 >35 公里的地震與隱沒作用有關。

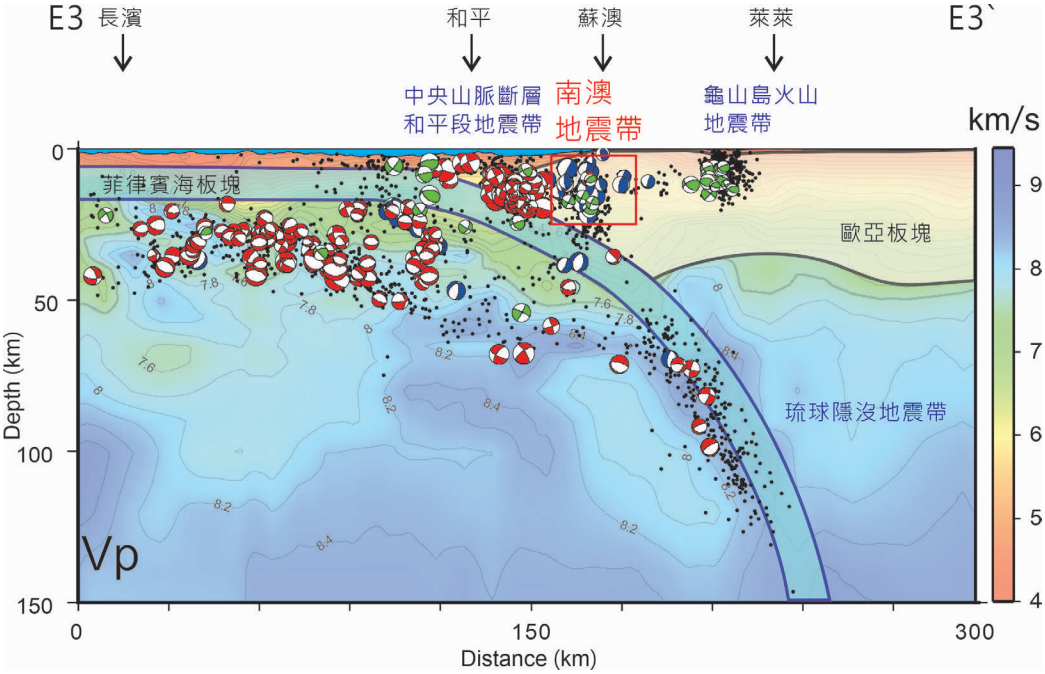


圖 4–112、沿東部海岸的南北剖面，南澳地震帶是菲律賓海板塊朝北隱沒在歐亞板塊內擠壓產生的。剖面位置見圖 3–4。

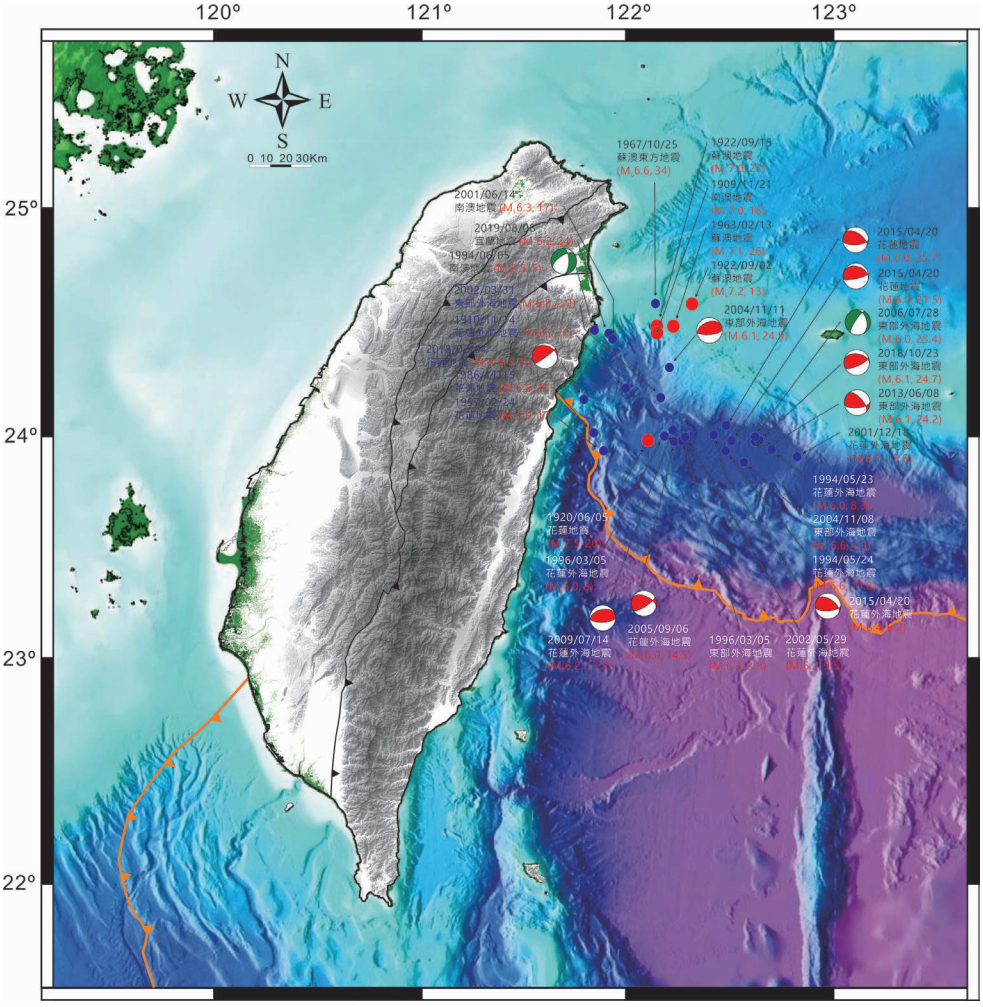


圖 4–113、1900 年以來，南澳地震帶 >M_L 6.0 地震分布。藍色圓圈為地震 M_L 6.0~7.0，紅色圓圈為地震 >M_L 7.0。

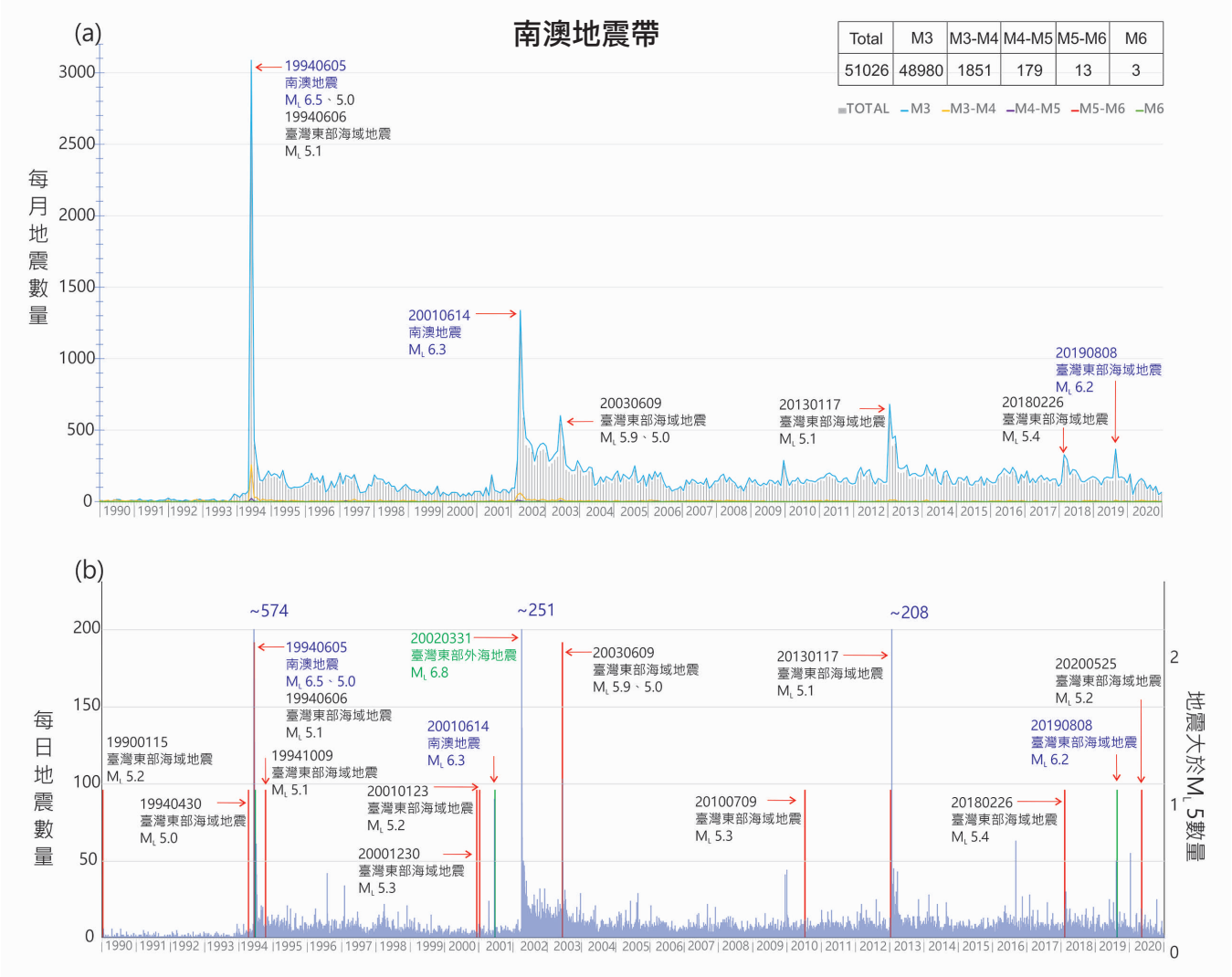


圖 4–114、1990~2020 年地震頻率。南澳地震帶的地震頻率非常高，但發生中大規模（>M_L 5.0）地震較少，共 16 起。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.4.5 玉山地震帶

脊樑山脈板岩帶沿著陳有蘭溪斷層與潮州斷層朝西逆衝到西部麓山帶上，斷層上盤形成寬約十數公里的地震帶，從玉山北側一直延伸至南橫，形成一南北走向，為橫移作用形式的地震帶，深度 <10 公里，屬於極淺層地震帶（圖 4–110）。其西側是西部麓山帶雲嘉南地震帶，以陳有蘭溪斷層為界；東側為脊樑山脈中段地震帶，是一處少有地震區域。玉山地震帶北側的埔里地震帶，此兩者在震源機制與地震的空間分布沒有直接關係。埔里地震帶的深度從 10 至 40 公里，朝東傾斜，以逆移作用形式為主（圖 4–115，圖 4–84）。

玉山地震帶的地震頻率極低，平均每月僅數起，大部分地震 <M_L 4.0。然而，921 集集地震明顯影響玉山地震帶的頻率，震後一年多期間，地震數量達到 2000 多起，占觀測以來總地震數量約 50%，並誘發一起於 2000/07/29 玉山地震 M_L 6.1（圖 4–116，圖 4–113，表一，表二）。從地震密度來看屬於較高（0.9 個 / 公里^3），顯然受到 921 集集地震事件的影響；若排除此事件，其地震分布密度稍低（0.5 個 / 公里^3）。

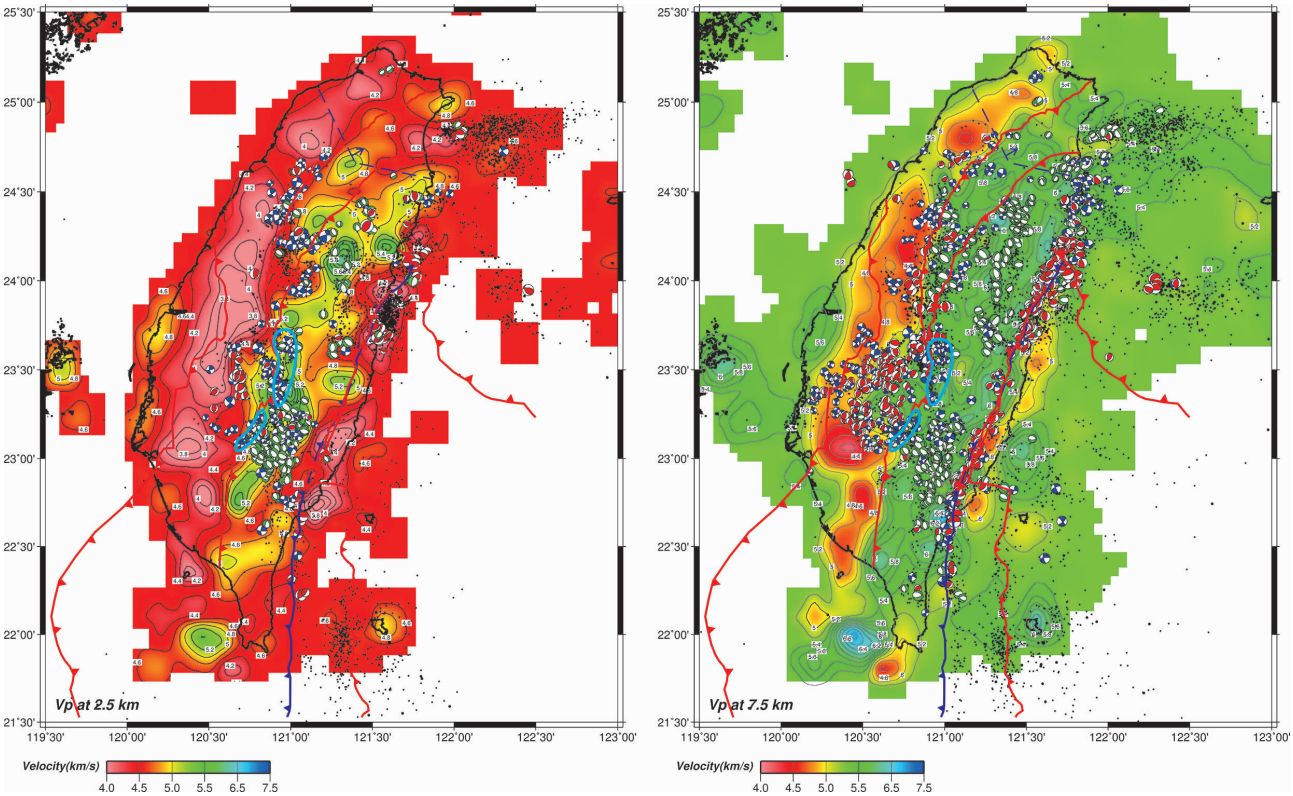


圖 4–115、玉山地震帶與寶來地震帶 (藍線) 都位在近潮州斷層上盤。

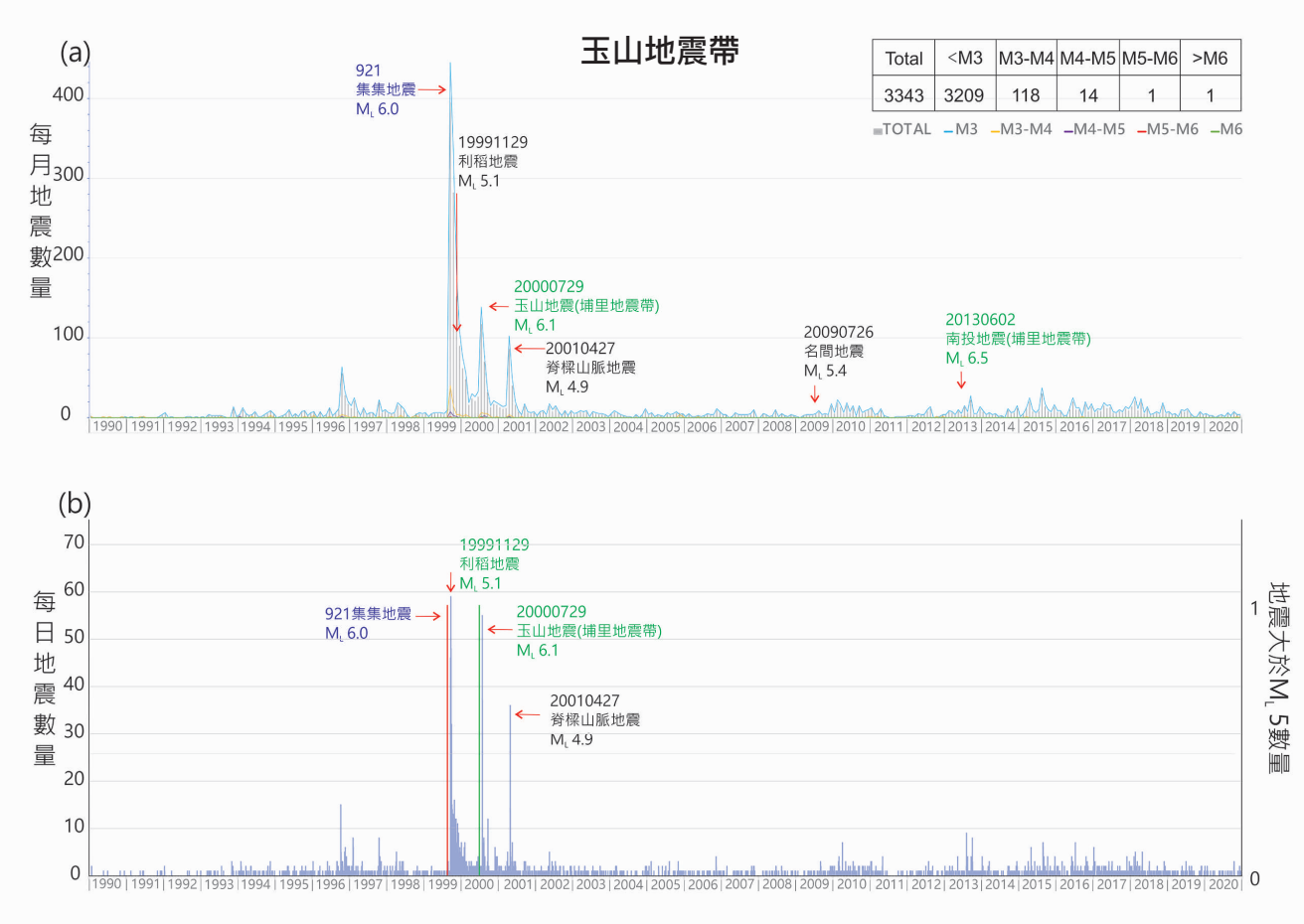


圖 4–116、1990~2020 年地震頻率。玉山地震帶的地震頻率低，平均每月地震僅數起，大部分 <M_L 4.0 地震。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.4.6 寶來地震帶

此地震帶位在玉山地震帶南側，從桃源延伸至寶來一帶，地震以橫移作用形式為主，地震深度 <10 公里，屬於極淺層地震帶（圖 4–110）。潮州斷層西側（下盤）屬於雲嘉南地震帶，東側為寶來地震帶（上盤），此地震帶可能與潮州斷層活動有關（圖 4–117）。然而，六龜以南的潮州斷層上盤的淺層地殼中（<15 公里）少有地震，不像寶來與玉山地震帶有密集的地震群集。

寶來地震帶的地震頻率低，平均每月 10~30 起，大部分地震 <M_L 4.0，未曾發生 >M_L 5.0，偶有 M_L 4.0~5.0 地震事件，地震數量可達百餘起（圖 4–118，表二），地震密度較低，為 0.65 個 / 公里 [3]。其與相鄰的玉山地震帶皆位在潮州與陳有蘭溪斷層的上盤，震源機制皆為橫移作用形式，可能屬於同一地震帶（圖 4–115）。

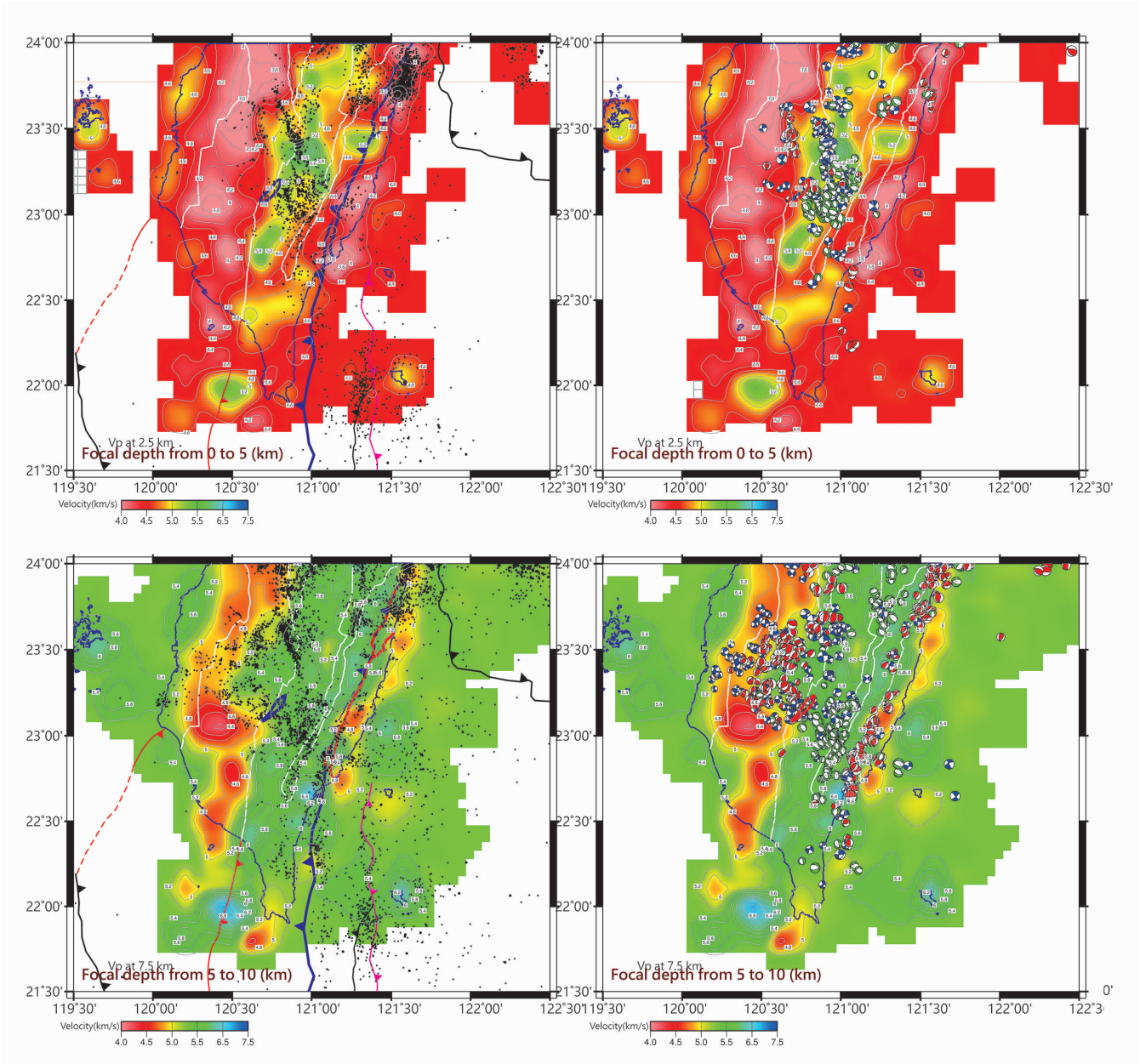


圖 4–117、寶來地震帶（黑與紅框）位在玉山南側，潮州斷層上盤，震源深度 <10 公里。

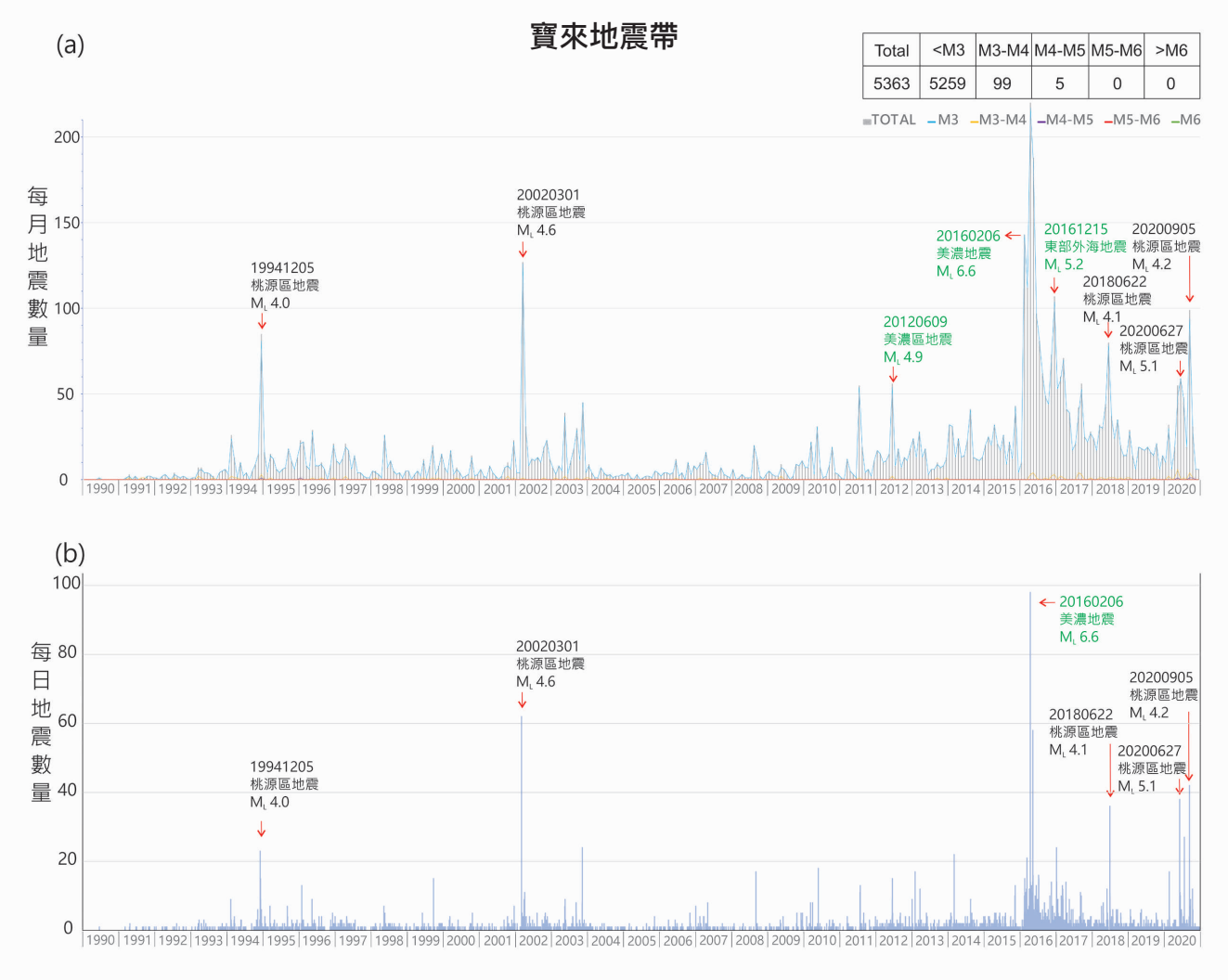


圖 4–118、1990~2020 年地震頻率。寶來地震帶的地震頻率低，平均每月 10~30 起，大部分地震 <M_L 4.0。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.4.7 阿禮地震帶

脊樑山脈板岩帶向西逆衝到西部麓山帶之上，而潮州斷層下盤的屏東平原屬於背負盆地（piggy–back basin）。潮州斷層形成於晚上新世，至今仍持續活動，但在近數十年來，該斷層卻鮮少發生地震。

阿禮地震帶的地震深度介於 15 至 35 公里，位於潮州斷層下盤的中下部地殼（圖 4–110），地震以逆移作用形式為主。地震帶位在高 Vp/Vs 值的低速層，且 Vp 與 Vs 異常擾動值呈現負值的地殼（圖 4–119，圖 4–120）；可能是歐亞板塊向東隱沒產生的地震帶（厚皮構造模式）。

2010/03/04 甲仙地震 M_L 6.4 之前，此地震帶的頻率較低，平均每月 20~30 起。然而，此地震事件之後，地震頻率上升至每月 60~100 起。2012/02/26 霧台地震 M_L 6.4 之後（圖 4–113，表一），亦維持高頻率狀態。阿禮地震帶經常受到鄰近地震帶的中大規模地震影響，發生群震現象（圖 4–121，表二）。此帶的地震密度稍低，為 0.39 個 / 公里^3。

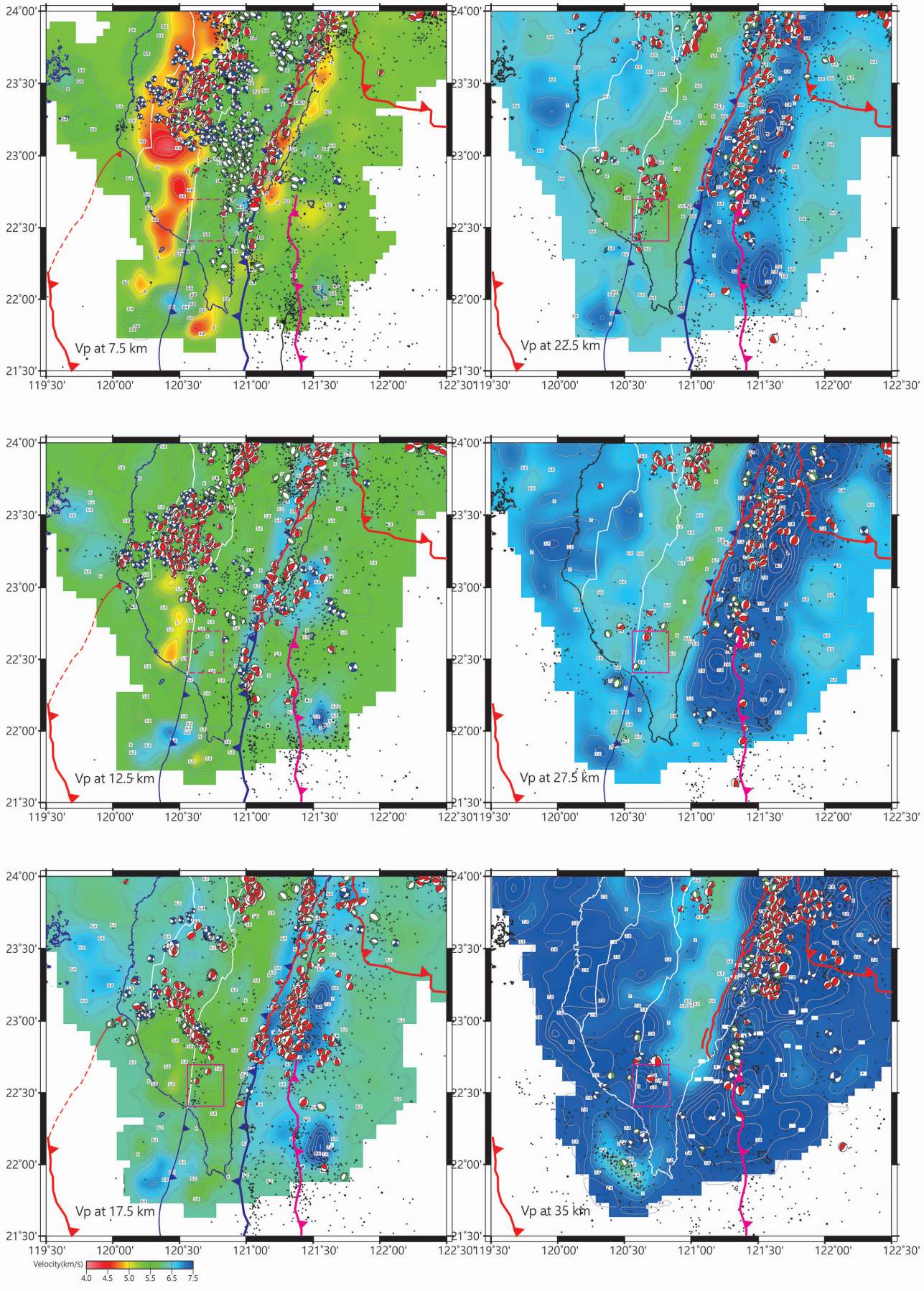


圖 4–119、阿禮地震帶深度在 15~35 公里的中下部地殼。

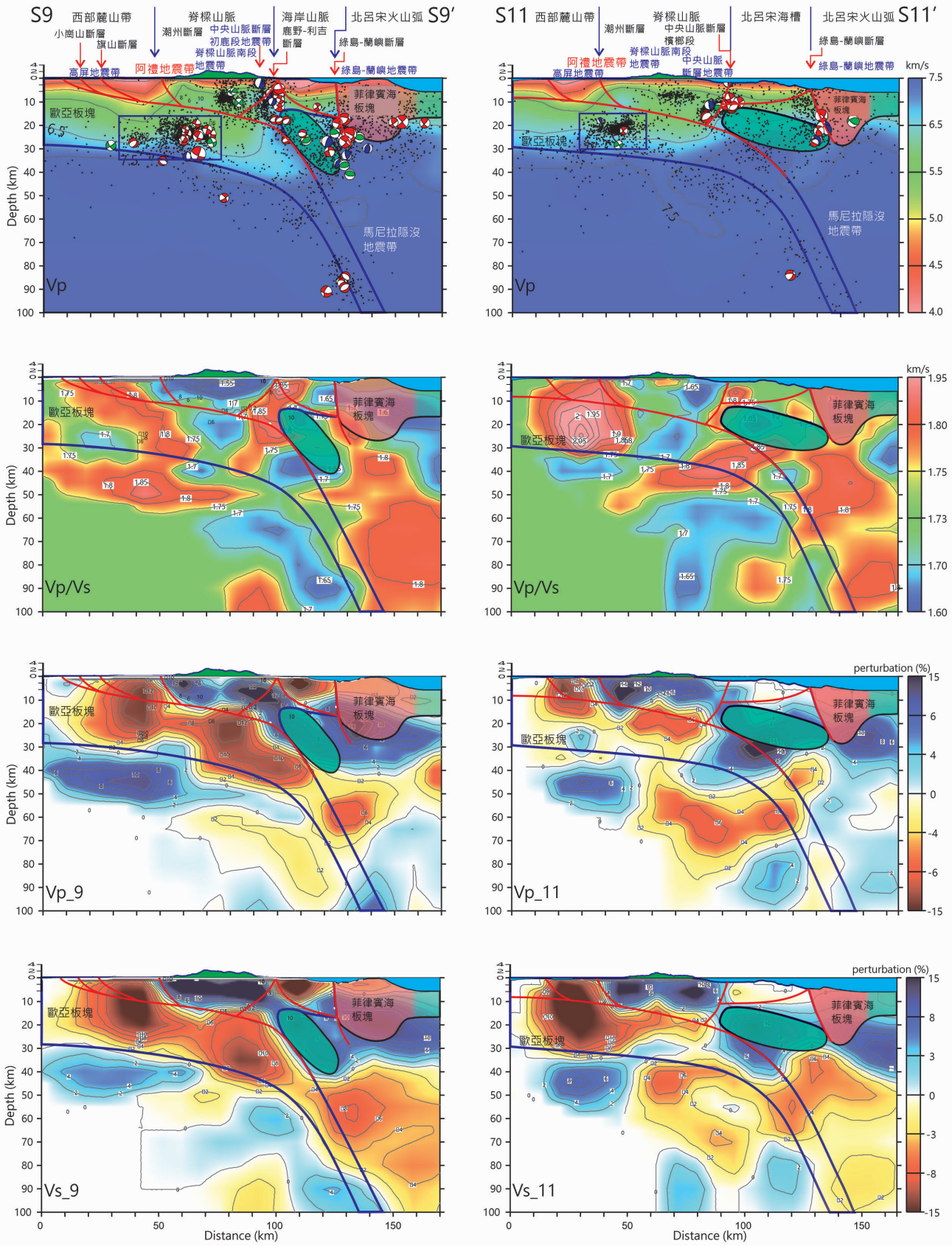


圖 4–120、阿禮地震帶地震以逆斷層形式為主，位於 Vp 與 Vs 異常擾動值為正值與高 Vp/Vs 值的低速層。剖面位置見圖 3–2。

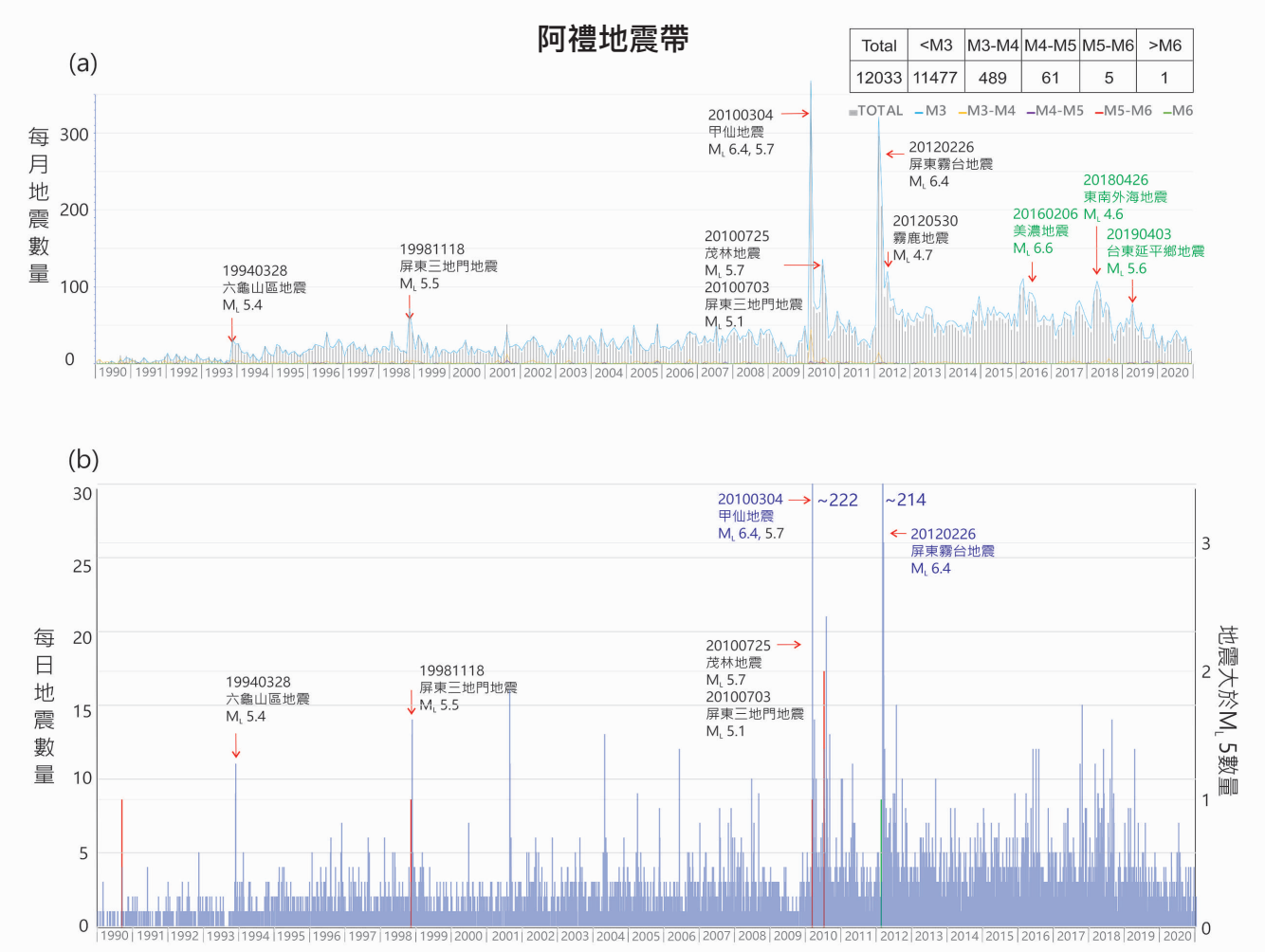


圖 4–121、1990~2020 年地震頻率。阿禮地震帶的地震頻率較低，平均每月地震 20~30 起，之後升高至 60~100 起。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.4.8 潮州斷層地震帶

潮州斷層分隔了脊樑山脈與西部麓山帶，東側的變質岩帶逆衝到年輕的沉積岩帶上，此在陸域長達約 140 公里的邊界斷層，屬於逆斷層型態（圖 4–110）。從磷灰石的核飛跡年代來看，南段脊樑山脈開始隆起年代在晚上新世至早更新世期間，此年代亦可能是潮州斷層開始活動時間。從 GPS 的水平觀測資料分析（Ching et al., 2011），在斷層兩側地塊沒有明顯的速度場變化，顯示斷層可能處於鎖定狀態。另外，從 1990~2020 年的地震觀測資料來看，潮州斷層的地震頻率非常低，僅有 720 起地震，其中僅 1 起 M_L 4.0~5.0；並且地震密度非常低，為 0.08 個 / 公里 ^{3}（圖 4–122，表二）。

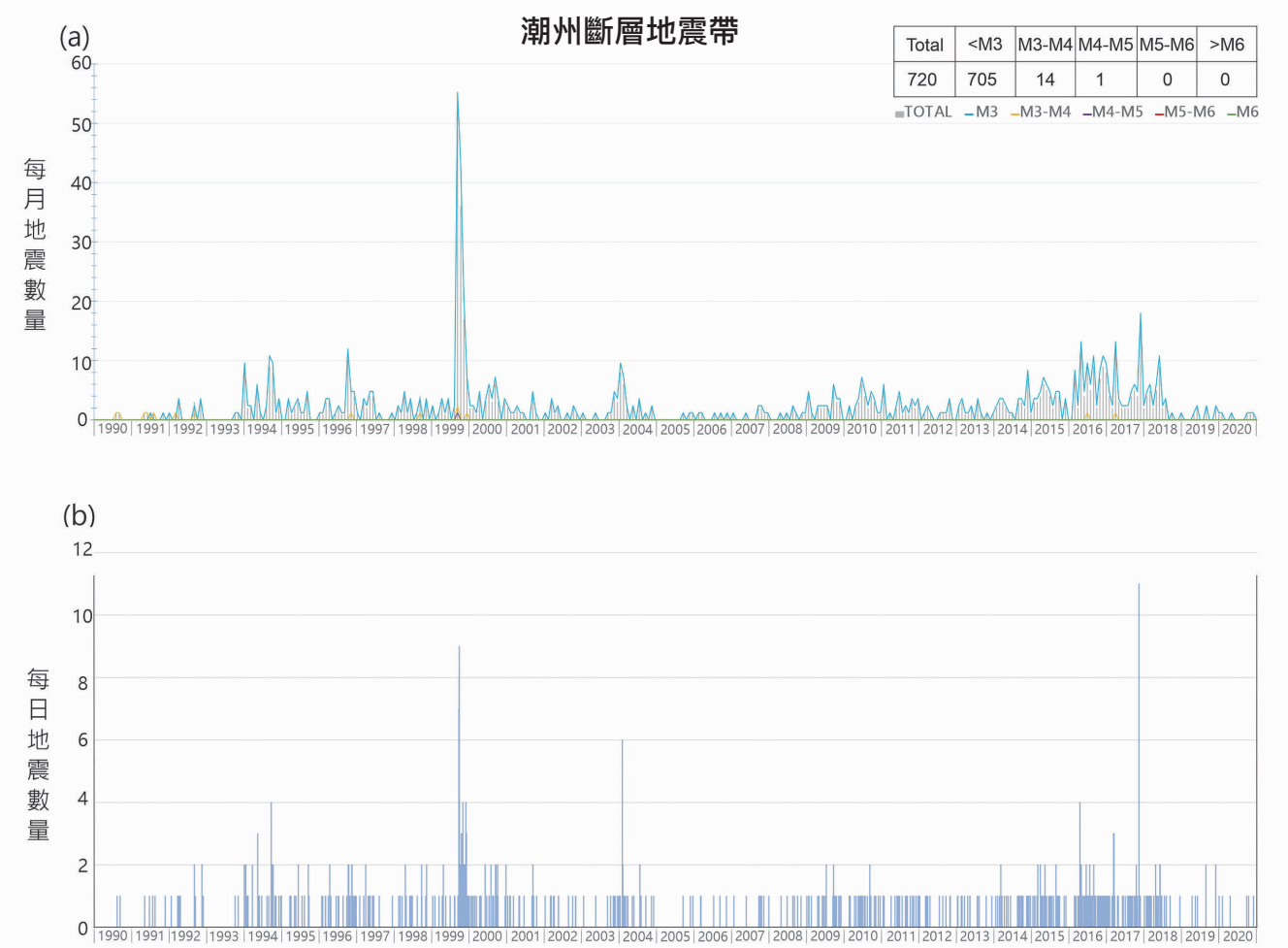


圖 4–122、1990~2020 年地震頻率。潮州斷層地震帶的地震頻率非常低，平均每月地震僅 2 起。

4.4.9 恆春斷層地震帶

恆春斷層位於臺灣最南端，是恆春海脊向北延伸的構造，同屬於南中國海岩石圈地殼朝東隱沒形成的增積岩體。此斷層是脊樑山脈與更新世恆春西台地的界限斷層，脊樑山脈向西逆衝至西台地之上，於下盤形成恆春谷地（豬背盆地）。斷層全長約 50 公里（包括海域），斷層朝東傾斜約 55°（圖 4–110）。依據磷灰石核飛跡年代，恆春半島隆起的起始年代為晚上新世至早更新世（呆紹伊，2020）。另外，利用全新世海階，估算斷層的長期滑移速率為 6.3±1.5 mm/yr（陳文山等，2014）。

從 1990~2020 年的地震觀測資料來看，恆春斷層的地震頻率非常低，僅 53 起地震，其中僅 2 起 M_L 3.0~4.0，其餘皆 <M_L 3.0，並且地震密度非常低，為 0.01 個 / 公里 ^{3}；顯示恆春斷層呈現鎖定狀態（圖 4–123，表二）。1959/09/25 於恆春地區發生一起 M_L 6.1 地震，地震深度僅 10 公里，震央位置不明，因此還無法研判是否為恆春斷層或與增積岩體相關的地震。

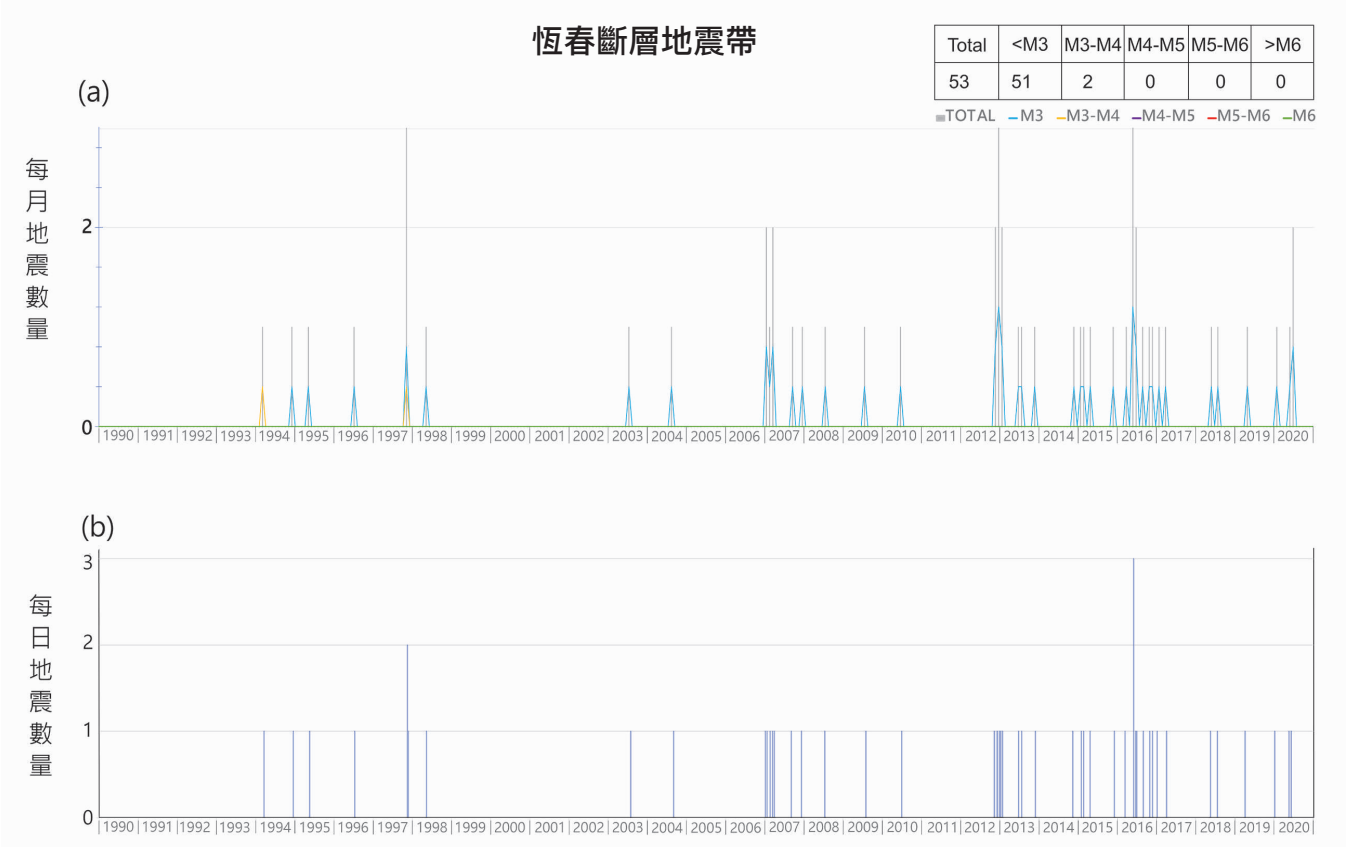


圖 4–123、1990~2020 年地震頻率。恆春斷層地震帶的地震頻率極低，平均每年地震僅 0~1 起。

4.5 海岸山脈地質構造區

1500 萬年前，南中國海岩石圈地殼（歐亞板塊）開始朝東隱沒，在菲律賓海板塊西緣形成了北呂宋火山弧。約 500 萬年前，火山弧隨著菲律賓海板塊順時鐘旋轉，而與歐亞板塊發生碰撞，使火山弧沿著縱谷斷層向西仰衝（obduction）並推覆到歐亞板塊（脊樑山脈）之上。此弧陸碰撞邊界的縱谷斷層（圖 4–124，圖 4–125），由北至南自花蓮溪口（北緯 24° 10'）延伸至臺東平原。花蓮溪口以北的菲律賓海板塊轉向北隱沒，伸入脊樑山脈東翼底下（Kao and Jian, 2001；陳文山等，2017，2018）。火山弧由北向南的碰撞也導致弧前盆地閉合消失，使長達 144 公里的縱谷斷層的構造活動與地震特性產生明顯的差異，可以分為四個區段，由北向南分別為嶺頂斷層、瑞穗斷層、池上斷層與利吉 — 鹿野斷層（陳文山等，2008a；Chen et al., 2007）。海岸山脈地質構造區是根據地質構造來定義，本研究進一步利用震波層析成像、地震分布、震源機制等資料深入探討海岸山脈與花東縱谷的深部構造，以及板塊邊界的兩側地殼的差異。

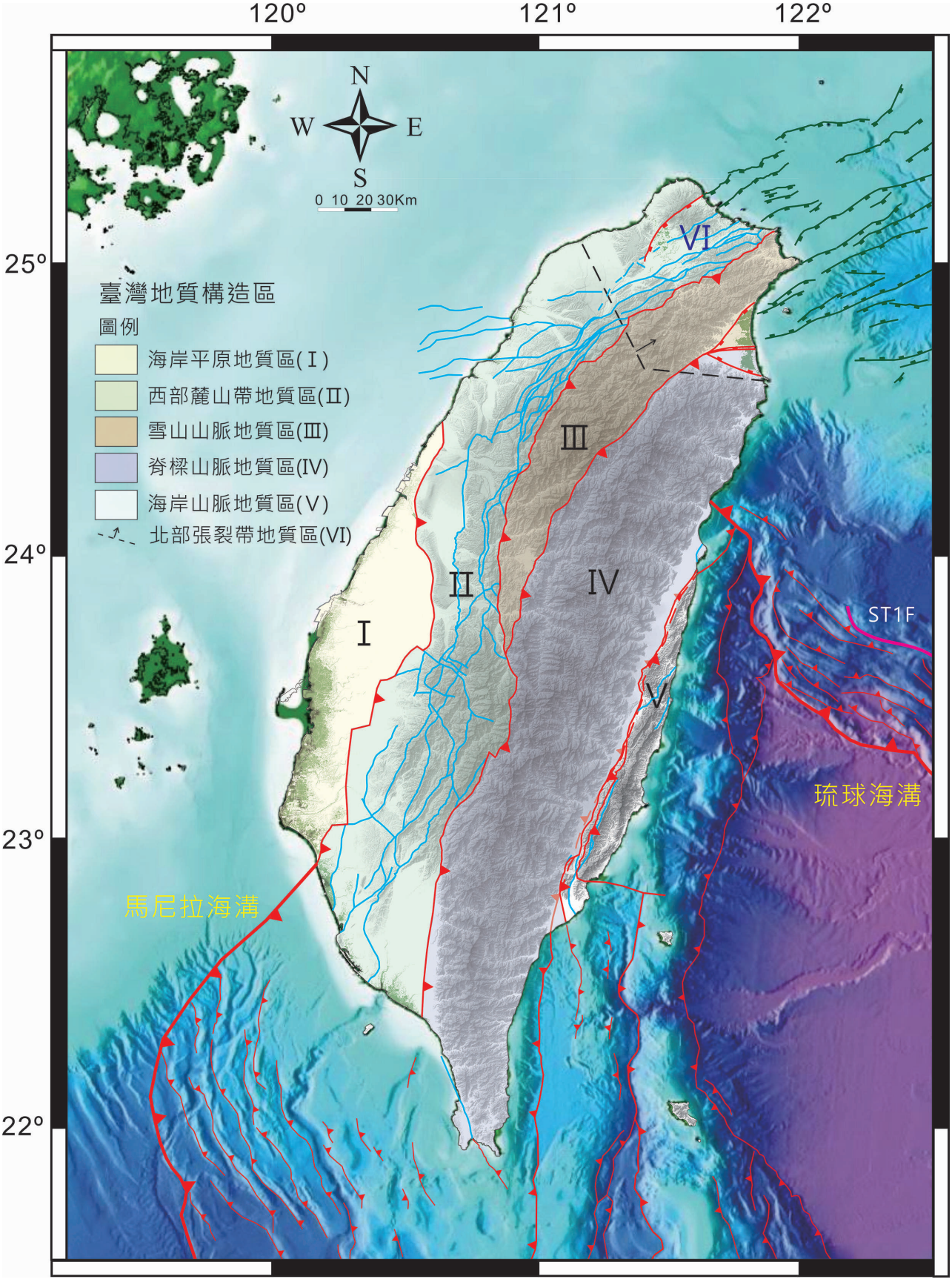


圖 4–124、海岸山脈地質構造區(Ⅴ)。

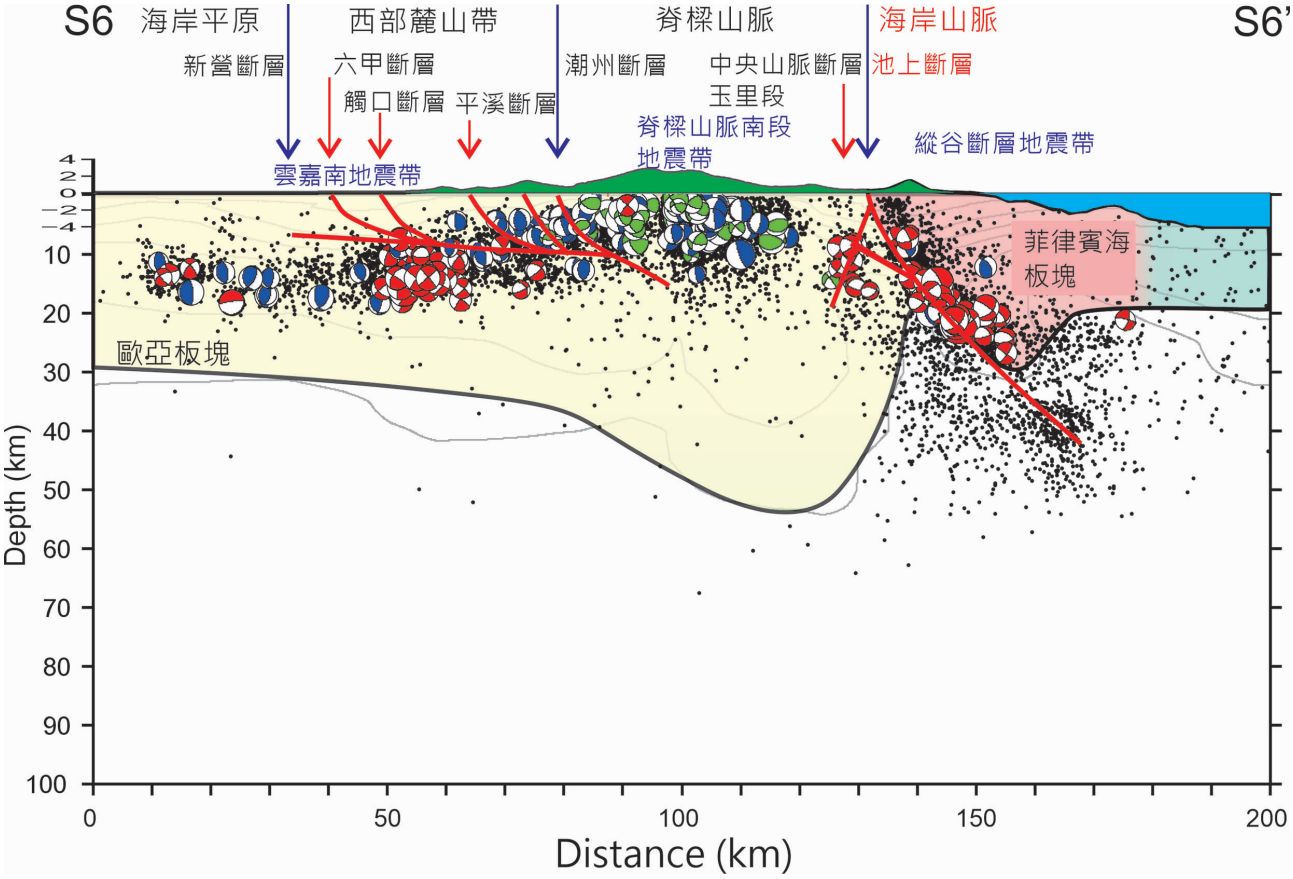


圖 4–125、海岸山脈逆衝至脊梁山脈之上，以縱谷斷層（池上斷層）為碰撞邊界。剖面位置見圖 3–2。

4.5.1 縱谷斷層地震帶

縱谷斷層全長約 144 公里，根據地質與斷層活動特性，分為四個區段，由北而南計有嶺頂斷層、瑞穗斷層、池上斷層與利吉 — 鹿野斷層（圖 4–126）。南段的池上斷層與利吉斷層的下盤分岔形成了鹿野斷層（圖 4–126；陳文山等，2018；Chen et al., 2007）。數十年來約 50% 以上地震與板塊邊界斷層有關，因此縱谷斷層的地震頻率極高。

歷史地震記錄了一些顯著的大地震事件，1951/10/22 花蓮地震 M_L 7.0 與 M_L 7.1，導致米崙斷層產生地表破裂；1951/11/25 臺東地震 M_L 6.5 與 M_L 7.0，造成玉里、瑞穗及池上斷層地表破裂；以及 2003/12/10 成功地震 M_L 6.4，造成池上斷層地表破裂（表一）。另外，2018/02/06 花蓮地震 M_L 6.2 也誘發米崙斷層產生位移（圖 4–127，圖 4–128）。近百年來的地震紀錄顯示，縱谷斷層是一條非常活躍的板塊邊界斷層，顯示 M_L 6.5~7.0 的大地震週期僅五十至百年（Chen et al., 2007; Yen et al., 2008；陳文山等，2008a；顏一勤等，2014）。另外，在本書撰寫期間，2024/04/03 於嶺頂斷層發生 M_L 7.2 花蓮磯崎地震，且一個月之內發生千餘次的餘震。

縱谷斷層是一條朝西逆衝的板塊邊界斷層，地震頻率非常高，尤其具潛移特性的池上斷層，經常發生 >M_L 5.0 地震（圖 4–129）。另外，東部外海也常有地震，屬於板塊內地震，由於海域缺乏海底地震儀的佈設，因此無法精確定位，成因仍有待進一步了解。

本研究透過震波層析成像分析，海岸山脈地殼呈現 Vp 與 Vs 異常擾動值為負值且高 Vp/Vs 值的低速層。縱谷斷層沿著這個朝東傾斜的速度構造界面，地震也發生在此斷層界面，嶺頂斷層在深度 <30 公里的斷層面朝東傾斜約 75°，以下則變緩為 60~70°（圖 4–130）。瑞穗斷層於深度 <25 公里的斷層面向東傾斜 65~70°，以下變緩為 60~65°（圖 4–130）。池上斷層於深度 <20 公里的斷層面朝東傾斜約 65°，以下變緩為 45~55°（圖 4–131）。利吉－鹿野斷層於深度 <20 公里的斷層面向東傾斜 60~65°，以下變緩為 40~45°（圖 4–132）。各區段斷層的傾角變化呈現由北至南逐漸變緩的趨勢，深度 <20 公里的斷層面在北段的傾角約 75°，轉變至南段約 60°，深度 >20 公里的斷層面在北段為 60~70°，至南段為 40~45°。斷層面角度的變化與海岸山脈順時針旋轉的碰撞有關，北側較早發生碰撞，導致傾角越大，也造成左移的走滑分量較大。

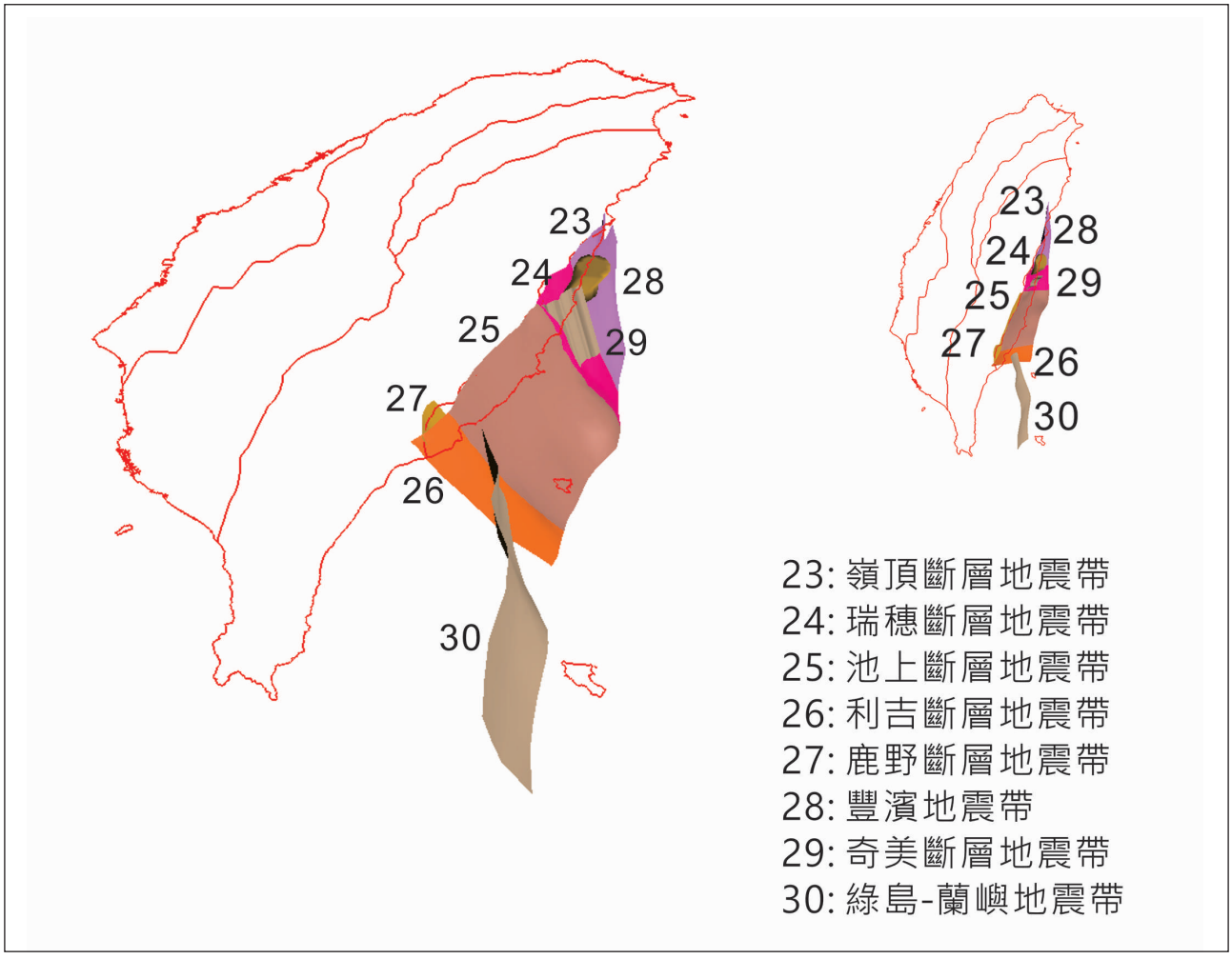


圖 4–126、縱谷斷層地震帶分為四個區段，嶺頂斷層、瑞穗斷層、池上斷層、利吉－鹿野斷層地震帶，海岸山脈還包括豐濱地震帶、奇美斷層地震帶，以及東南海域的綠島－蘭嶼地震帶。

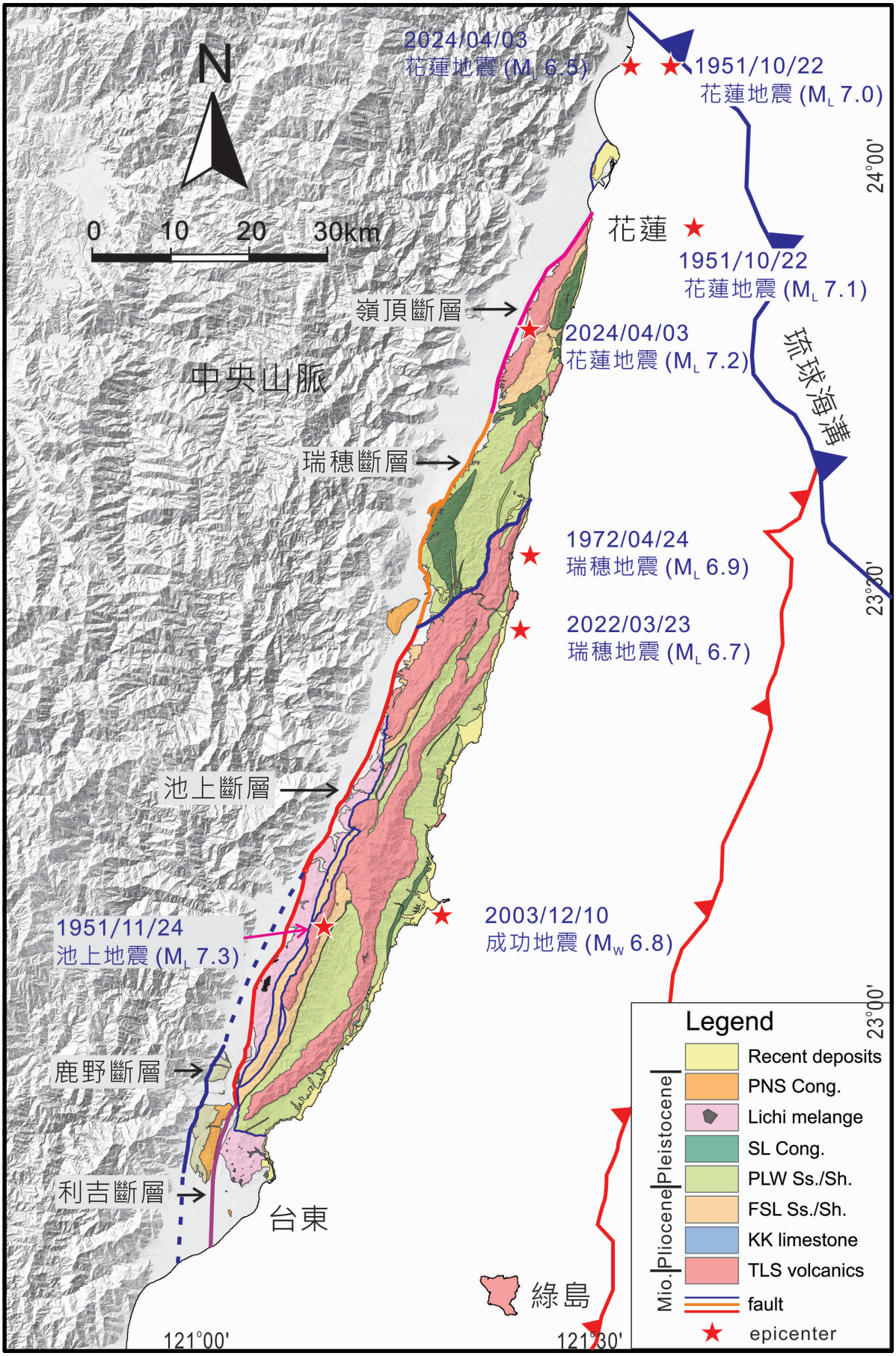


圖 4–127、縱谷斷層四個區段，嶺頂斷層、瑞穗斷層、池上斷層以及利吉－鹿野斷層。星號為歷年來發生 >M_L 6.5 地震。

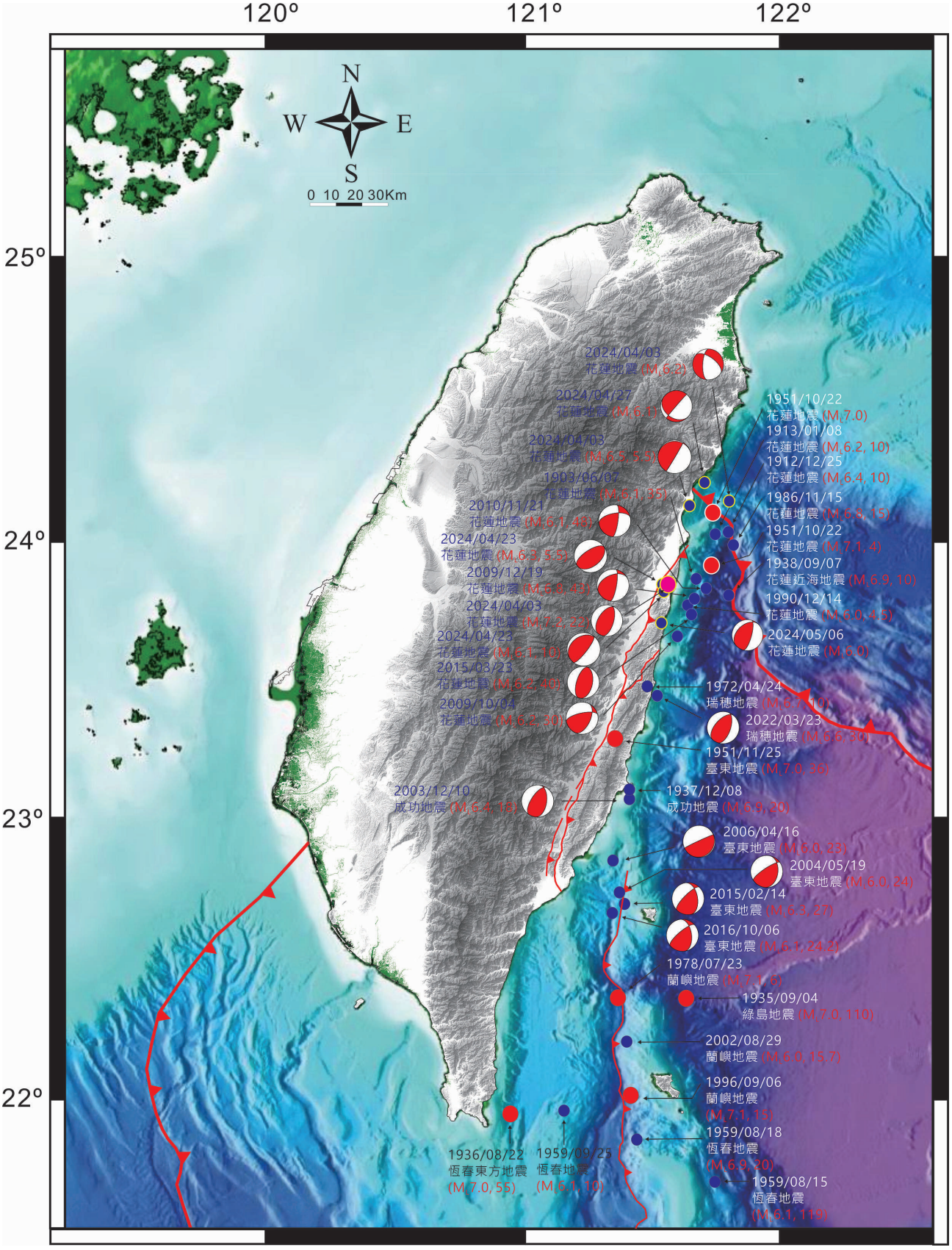


圖 4–128、1900 年以來，海岸山脈 >M_L 6.0 地震的分布。藍色圓圈為地震 M_L 6.0~7.0，紅色圓圈為地震 >M_L 7.0。

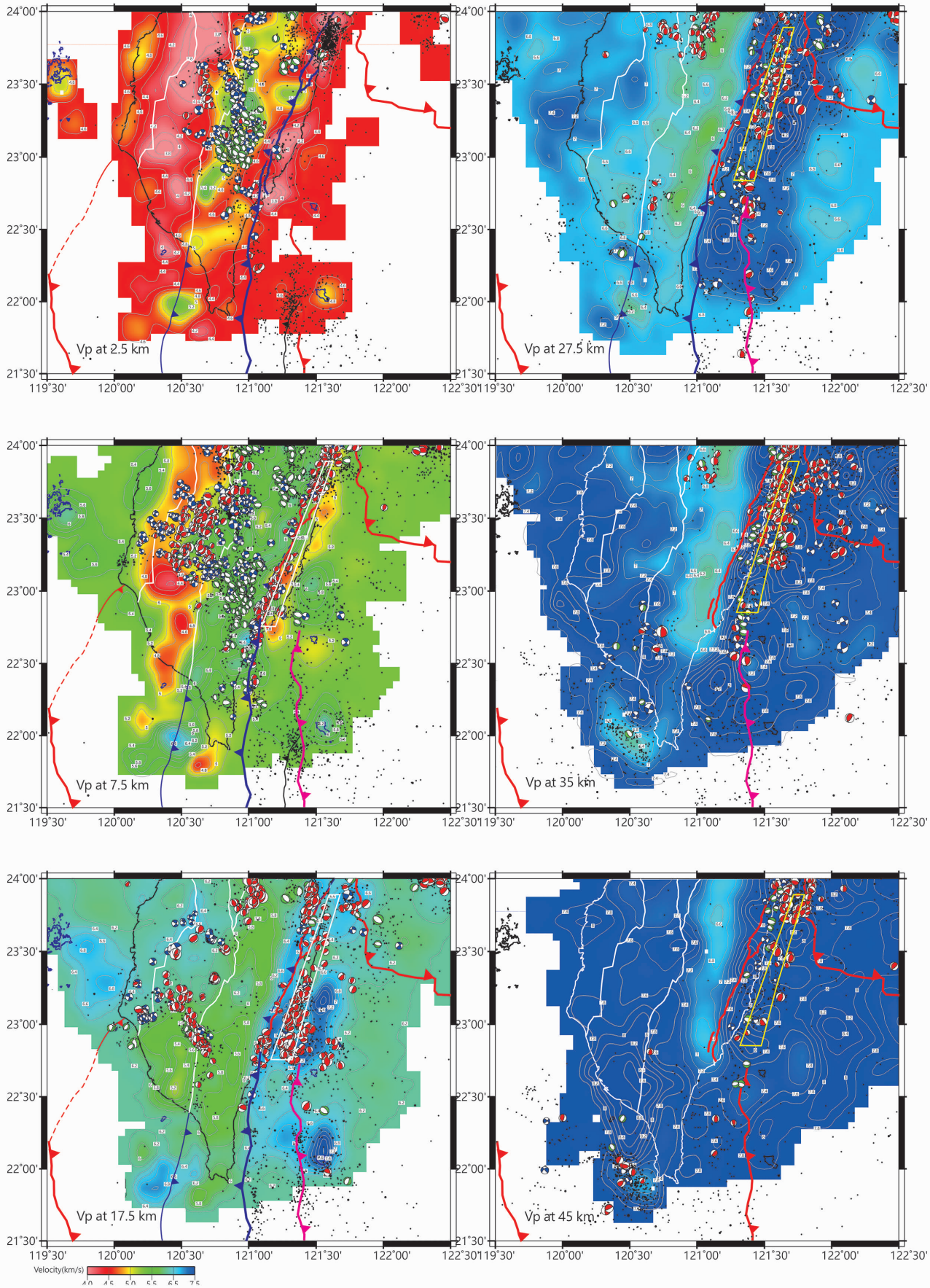


圖 4–129、縱谷斷層朝東傾斜，隨著震源越深的地震 (震央) 逐漸朝東移。

4.5.1.1 嶺頂斷層地震帶

海岸山脈北段在深度 <50 公里的地震分為兩個主要群集，一震央位於嶺頂斷層上盤，深度 <10 公里呈現團塊狀地震群集，稱豐濱地震帶；另一沿著嶺頂斷層的地震群集，淺部少有地震，推測呈現鎖定狀態，然而深度 20~50 公里，有許多地震（**圖 4–128**），震源機制以逆斷層形式為主，最大主應力方向為 N80~25° W（陳文山等，2018）。沿嶺頂斷層的深層地震經常具較大規模地震（>M_L 6.0），震央位在東側海域的地震，如 1903/06/07 花蓮地震 M_L 6.1、2009/10/04 花蓮地震 M_L 6.2、2009/12/19 花蓮地震 M_L 6.8、2010/11/21 花蓮地震 M_L 6.1、2015/03/23 花蓮地震 M_L 6.2，以及 2024/04/03 花蓮磯崎地震 M_L 7.2（**表一**，**圖 4–128**）。另外，還有一群遠離海岸的地震位於東側海域，地震深度 <15 公里，屬於板內地震，可能與碰撞有關，如 1912/12/25 花蓮地震 M_L 6.4、1938/09/07 花蓮近海地震 M_L 6.9、1986/11/15 花蓮地震 M_L 6.8、1990/12/14 花蓮地震 M_L 6.0（**表一**，**圖 4–128**）。

嶺頂斷層地震帶的地震頻率屬普通，平均每月十幾起地震。自 2009/10/04 花蓮近海地震之後，地震頻率上升至平均每月 20~30 起，而 M_L 5.0~7.0 地震數量略有增加（**圖 4–133**）。自觀測以來共有 20276 起地震，M_L 5.0~6.0 地震有 14 起，地震密度較高，為 1.01 個 / 公里^3。然而，2024/04/03（本書即將付印前）發生花蓮地震 M_L 7.2，震源 22.5 公里，位在不常發生地震的斷層帶下部（<20 公里）；自有紀錄以來嶺頂斷層沒有發生 >M_L 7.0 地震。

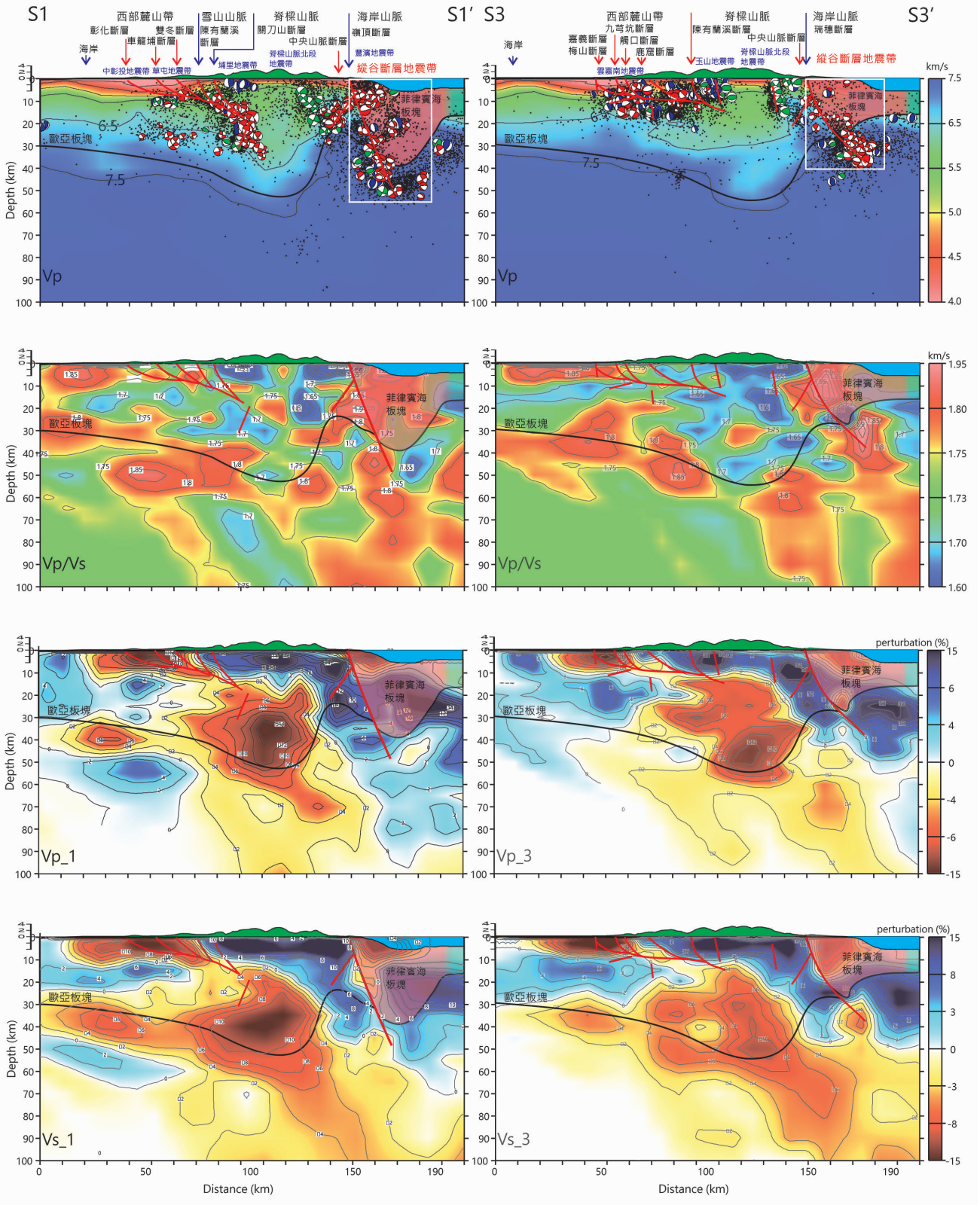


圖 4–130、嶺頂斷層與瑞穗斷層的地震分布（白框）。海岸山脈呈現 Vp 與 Vs 異常擾動值為負值與高 Vp/Vs 值的低速層。剖面位置見圖 3–2。

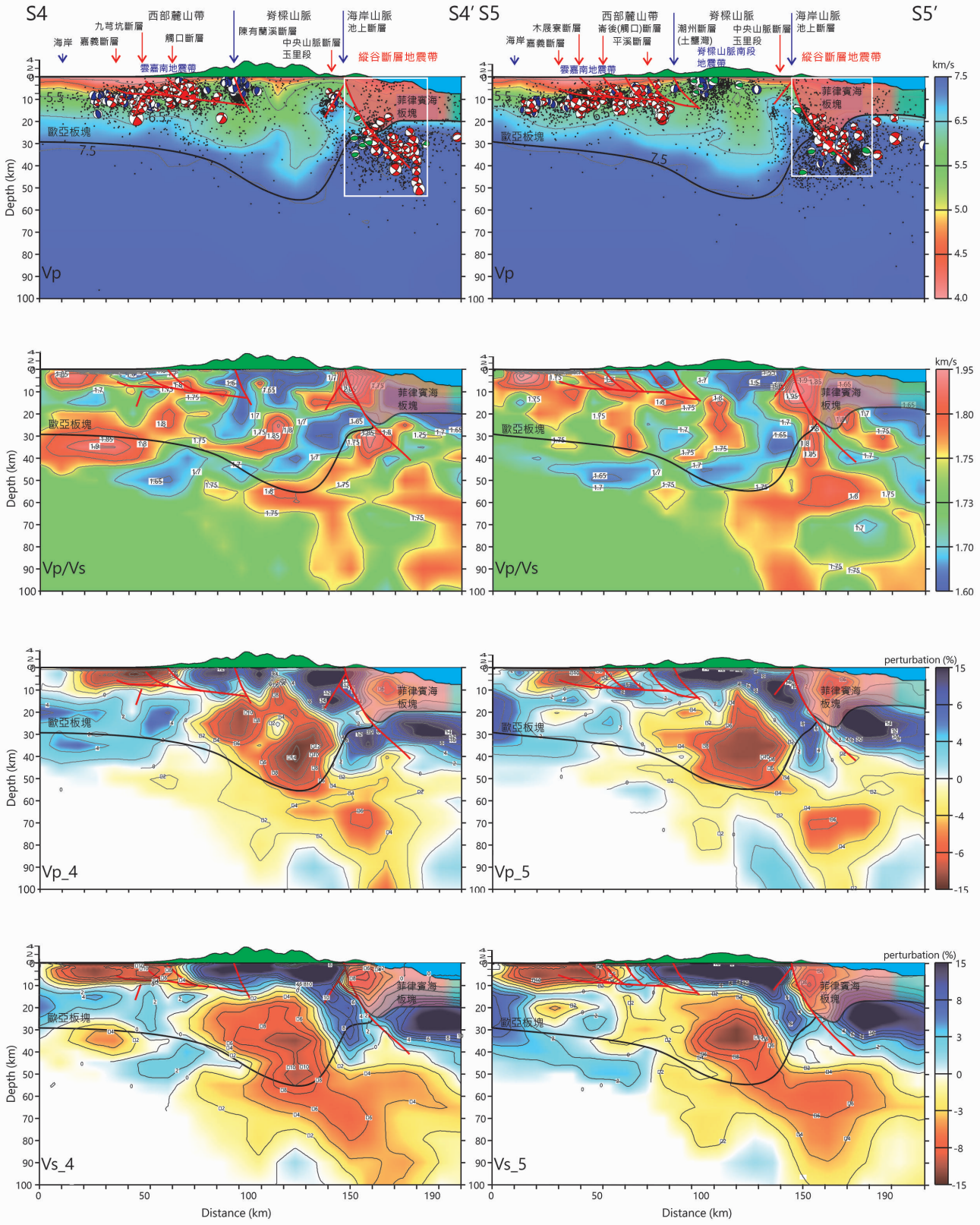


圖 4–131、池上斷層的震源主要分布在 >30 公里深（白框）。上盤（海岸山脈）呈現 Vp 與 Vs 異常擾動值為負值與高 Vp/Vs 值的低速層。剖面位置見圖 3–2。

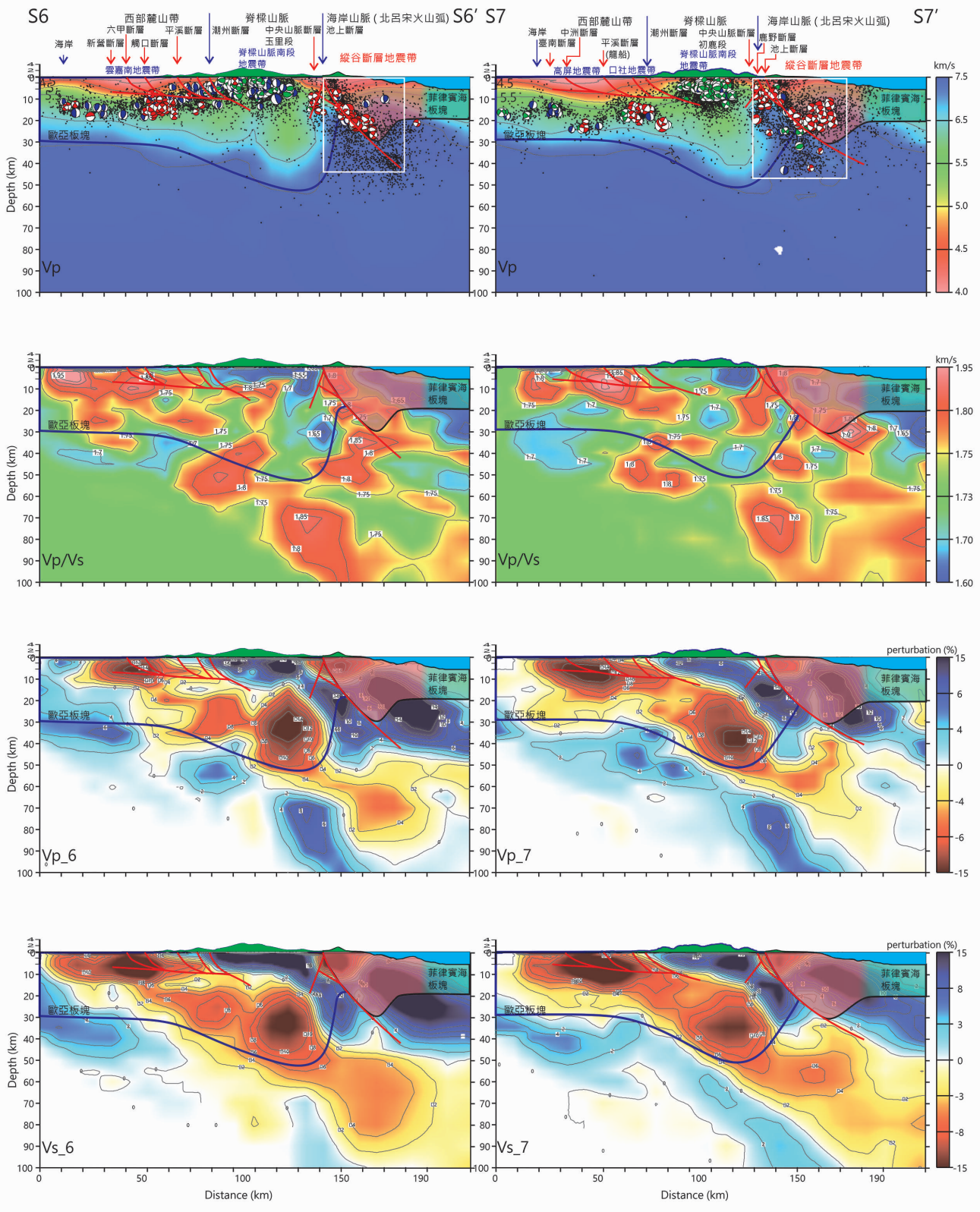


圖 4–132、池上斷層的震源分布 >5 公里深，下盤有一分支斷層 — 鹿野斷層（白框）。剖面位置見圖 3–2。

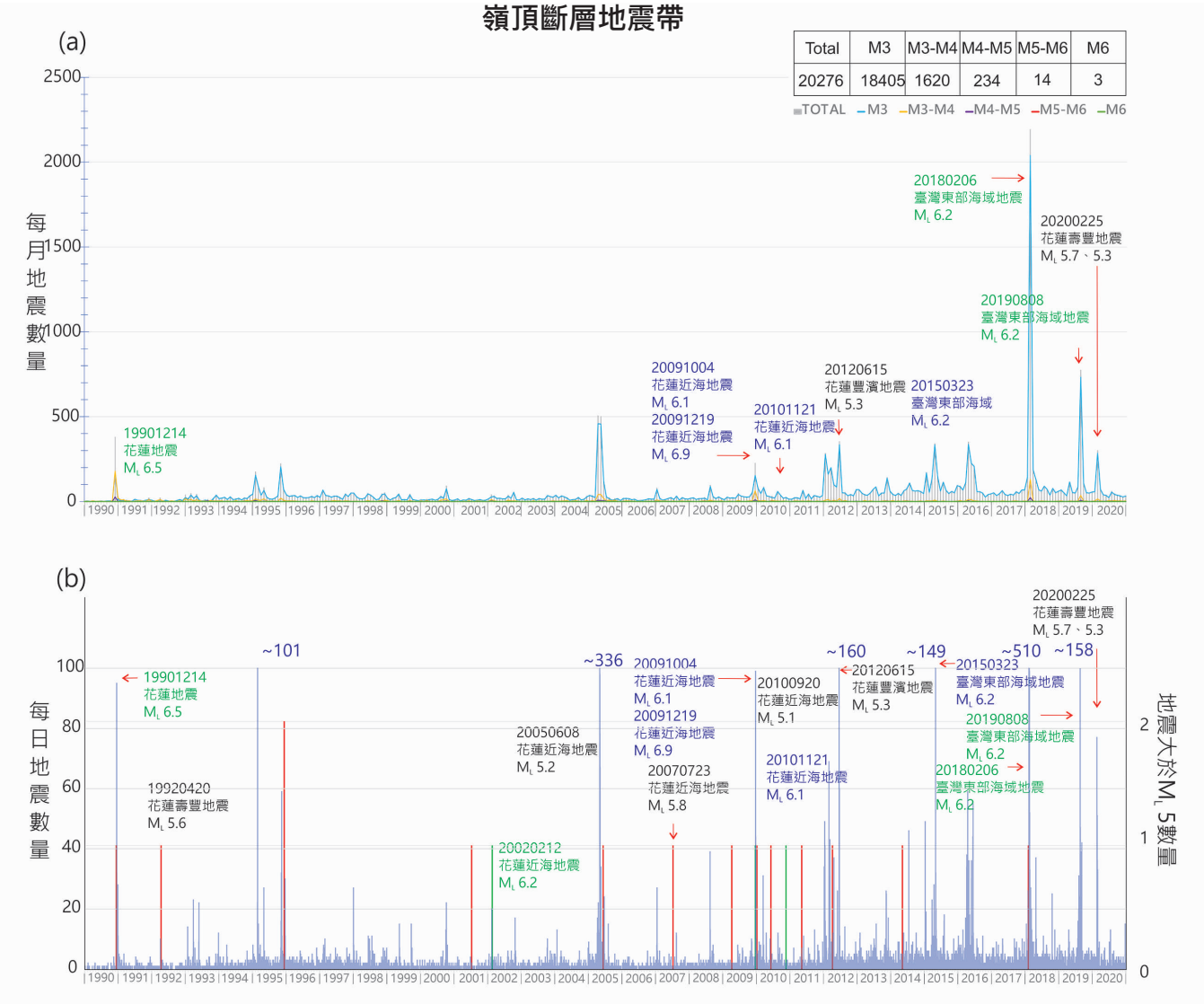


圖 4–133、1990~2020 年地震頻率。嶺頂斷層地震帶的地震頻率屬普通，平均每月十幾起地震。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.5.1.2 瑞穗斷層地震帶

1951/11/25 發生 ML 7.1 地震，其中之一的地表破裂沿著瑞穗斷層，最大垂直抬升量約 1 公尺。古地震槽溝挖掘研究，表示 600 年以來的大地震週期約 190 年（Chen et al., 2007; Yen et al., 2008）。瑞穗斷層地震帶的地震頻率極低，自觀測以來的地震數量僅 2554 起，平均每月僅數起地震，斷層活動性質與嶺頂斷層不同，屬於鎖定狀態的斷層。自觀測以來，ML 5.0~6.0 地震共 7 起，1 起 ML 6.0~7.0 地震；地震頻率相較於嶺頂斷層的差異非常大（**圖 4–134**）。瑞穗斷層的大部分地震發生深度 >20 公里（**圖 4–130**），1990 年以來，未發生 >ML 6.0 地震（**表一**，**圖 4–128**）。地震密度較低，為 0.29 個 / 公里 ^{3}。

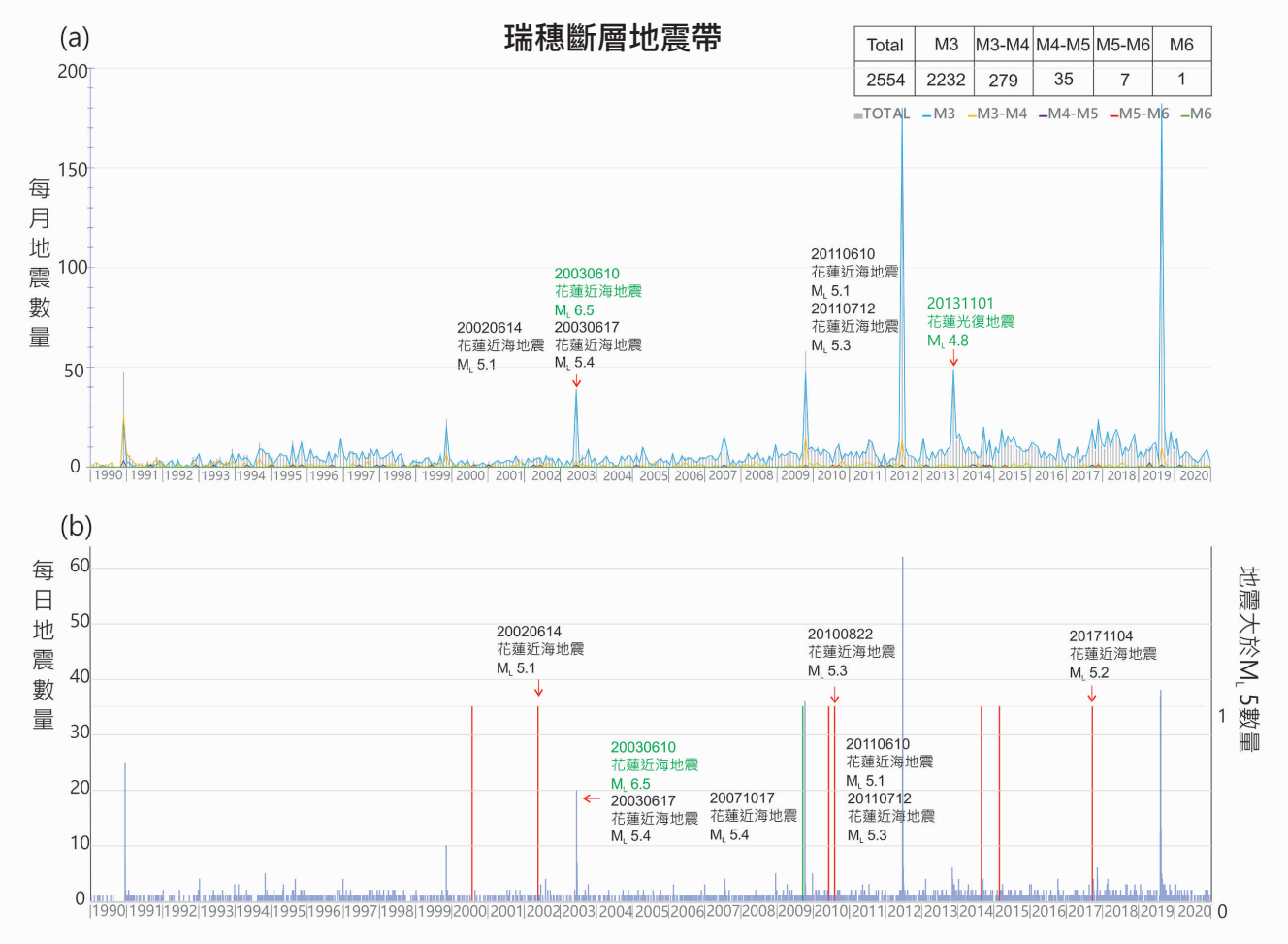


圖 4–134、1990~2020 年地震頻率。瑞穗斷層地震帶的地震頻率極低，平均每月僅幾起地震。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.5.1.3 池上斷層地震帶

池上斷層屬於潛移的斷層，相對於下盤每年抬升約 2.7 公分，水平壓縮量約 3 公分。震源機制爲逆移作用形式，最大主應力方向平均 N50° W，與斷層走向 N20° E 約 70°夾角（陳文山等，2018）。歷史地震資料顯示，池上斷層南段與北段在不同時段內各有兩起 >ML 6.4 地震。北段於 1972/04/24 發生瑞穗地震 ML 6.7，造成瑞穗大橋斷裂；2022/03/23 發生瑞穗地震 ML 6.6（圖 4–127，圖 4–135），兩起地震相距 50 年。南段於 1937/12/08 發生成功地震 ML 6.9，1951/11/25 台東地震 ML 7.0，以及 2003/12/10 成功地震 ML 6.4（圖 4–127，圖 4–128，表一），近兩起地震相距 52 年；顯示池上斷層南北段各發生 >ML 6.4 地震的週期約 50 年。1990~2020 年觀測期間，池上斷層北段的地震主要發生在較深的斷層面，地震深度 >20 公里，淺部較少地震（圖 4–131）；相反的，池上斷層南段的地震主要發生在較淺的斷層面，地震深度 <20 公里（圖 4–132）。

1990 年觀測以來，池上斷層地震帶的地震頻率較高，平均每月 40~50 起，2003/12/10 成功地震 ML 6.4 之後，地震頻率由十數起升高為每月 30~50 起，ML 5.0~6.0 地震數量也變多，共 10 起（圖 4–136）。池上斷層地震帶共發生 15277 起地震，有 11 起 ML 5.0~6.0 與 1 起 >ML 6.0

地震；地震頻率較高。此外，亦屬於高密度的地震帶，為 0.85 個 / 公里^3，常有 >M_L 5.0 的地震群集事件（圖 4–136，表二）。

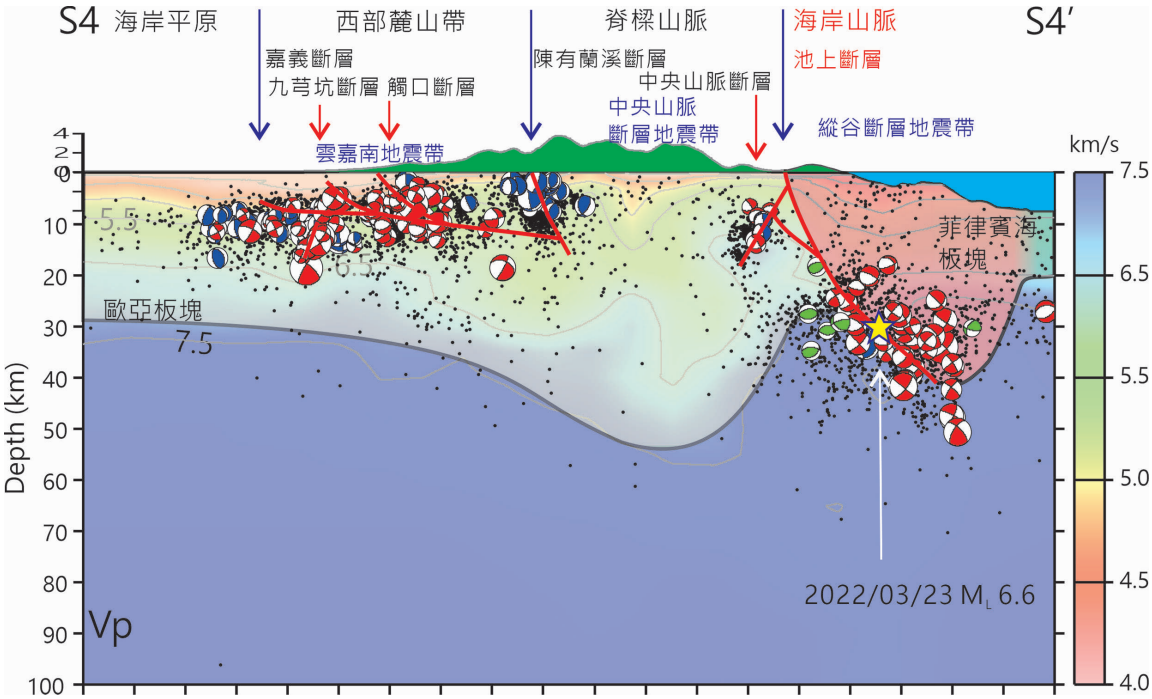


圖 4–135、2022/03/23 瑞穗地震，M_L 6.7 發生在池上斷層北段，地震深度 30 公里，震源機制為逆移作用。剖面位置見圖 3–2。

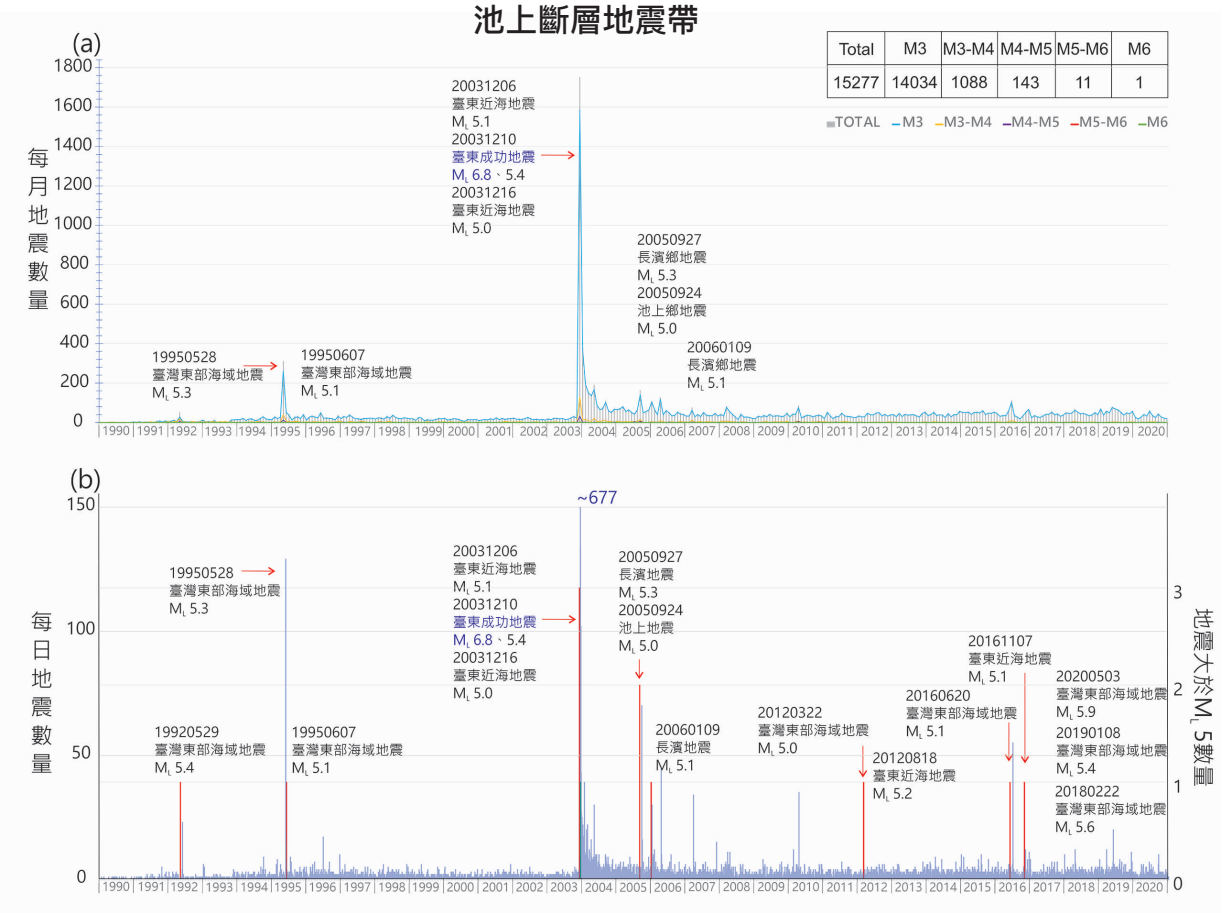


圖 4–136、1990~2020 年地震頻率。池上斷層地震帶的地震頻率較高，平均每月 40~50 起地震。

4.5.1.4 利吉 – 鹿野斷層地震帶

池上與利吉斷層的傾斜角度相對較緩，而且下盤還存在一低速構造岩層，Vs 異常擾動值為負值且高 Vp/Vs 值（圖 4–131，圖 4–132，圖 4–137）。此低速層可能是更新世位在前淵盆地沉積層，可對比鹿野斷層上盤的卑南山礫岩。從地質結構來看鹿野斷層屬於利吉斷層的分支，因此板塊邊界應該以鹿野斷層為界（之前以利吉斷層為板塊邊界）。利吉斷層與鹿野斷層都屬於潛移性斷層，跨越利吉斷層的水平變形速率 13 mm/yr，鹿野斷層 13.8 mm/yr。

利吉斷層地震帶的地震頻率極低，自觀測以來的地震數量共 1893 起，平均每月數起地震，自 2006/04/01 台東地震 M_L 6.2 以來，僅 1 起 2006/04/16 台東地震 M_L 6.0；地震密度低，為 0.4 個 / 公里 ^{3}（圖 4–138，表二）。鹿野斷層地震帶的地震頻率也低，地震數量較利吉斷層地震帶還高，有 4047 起（地震帶與中央山脈斷層初鹿段非常接近，因此圈繪時可能會重疊，造成數量增加），皆 <M_L 5.0；地震密度普通，為 0.73 個 / 公里 ^{3}（圖 4–139，表二）。另外，利吉 – 鹿野斷層與池上斷層都屬於潛移性斷層，但池上斷層地震帶的地震總數較利吉 – 鹿野斷層地震帶還高 2.5 倍（圖 4–138）。

1900 年以來，利吉 – 鹿野斷層地震帶發生 >M_L 6.0 地震有 4 起，2004/05/19 臺東地震 M_L 6.0、2006/04/16 臺東地震 M_L 6.0、2015/02/14 臺東地震 M_L 6.3、2016/10/06 臺東地震 M_L 6.1。由於利吉 – 鹿野斷層面傾角較緩，所以震央多位在外海（表一，圖 4–128）。

花東縱谷底下的速度構造在嶺頂、瑞穗與鹿野斷層的下盤（圖 4–131，圖 4–132，圖 4–135）呈現 Vs 異常擾動值為正值且低 Vp/Vs 值的高速層，顯示變質岩帶延伸至縱谷之下，僅在縱谷表層 1~2 公里呈現 Vs 異常擾動值為負值的沖積層。嶺頂斷層、瑞穗斷層與北段池上斷層的地震大多分布在深度 20~50 公里（圖 4–130，圖 4–131）。但是，南段池上斷層與利吉 – 鹿野斷層（圖 4–137）的地震分布較淺，深度 5~30 公里（圖 4–132）。顯示嶺頂斷層、瑞穗斷層與北段池上斷層的淺部呈現鎖定狀態，而南段池上斷層與利吉斷層的淺部呈現潛移狀態（Lee and Angelier, 1993; Chen et al., 2007; 陳文山等，2008a）。

潛移：中小規模地震經常發生在同一區域，具高度相似的波形（重複地震），如此特殊的地震群被認為斷層潛移的指標（Thomas et al., 2014; Chen et al., 2020）。

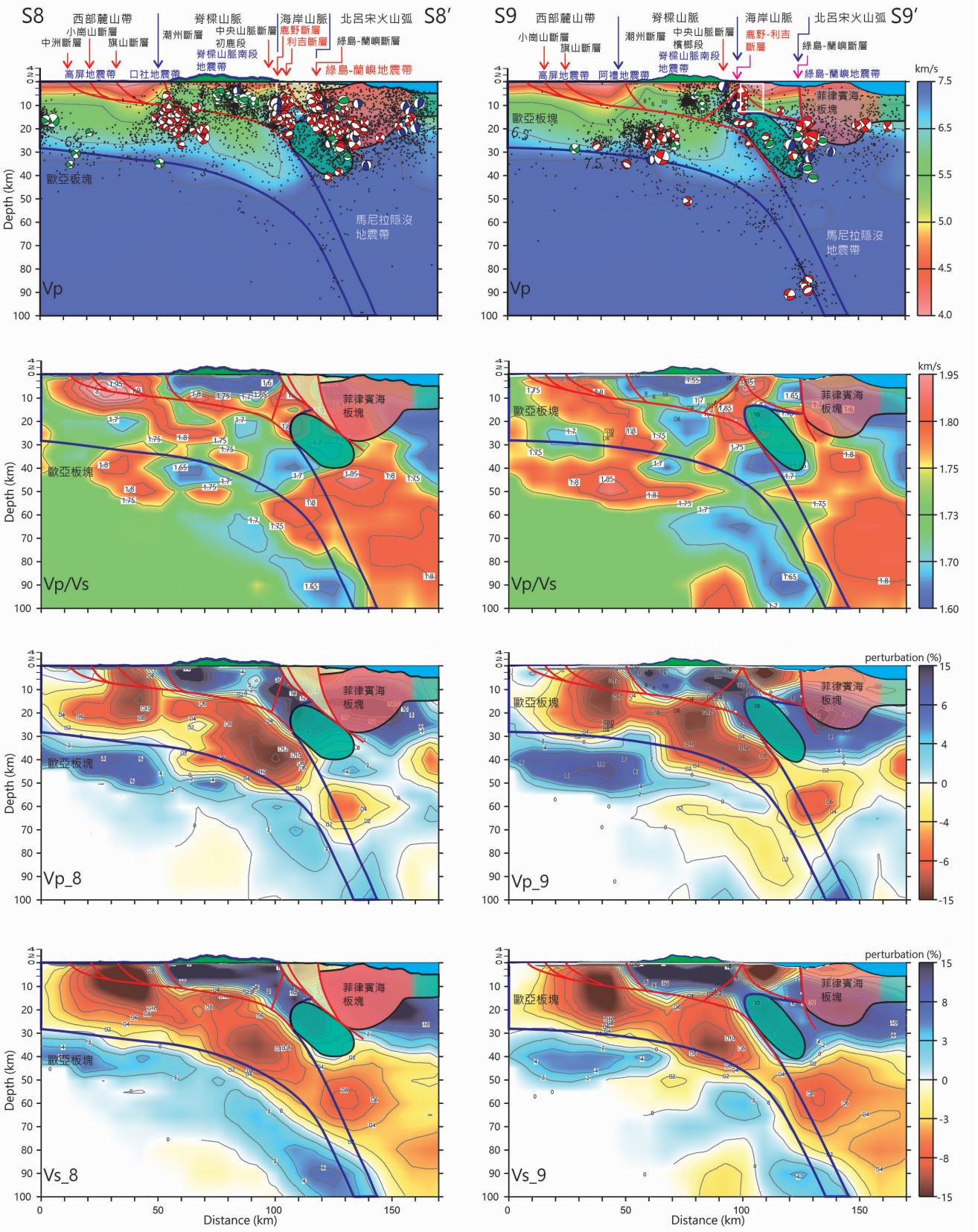


圖 4–137、利吉 ─ 鹿野斷層的地震頻率非常低（白框），此區域地震也發生在另一位在外海的綠島 ─ 蘭嶼斷層。剖面位置見圖 3–2。

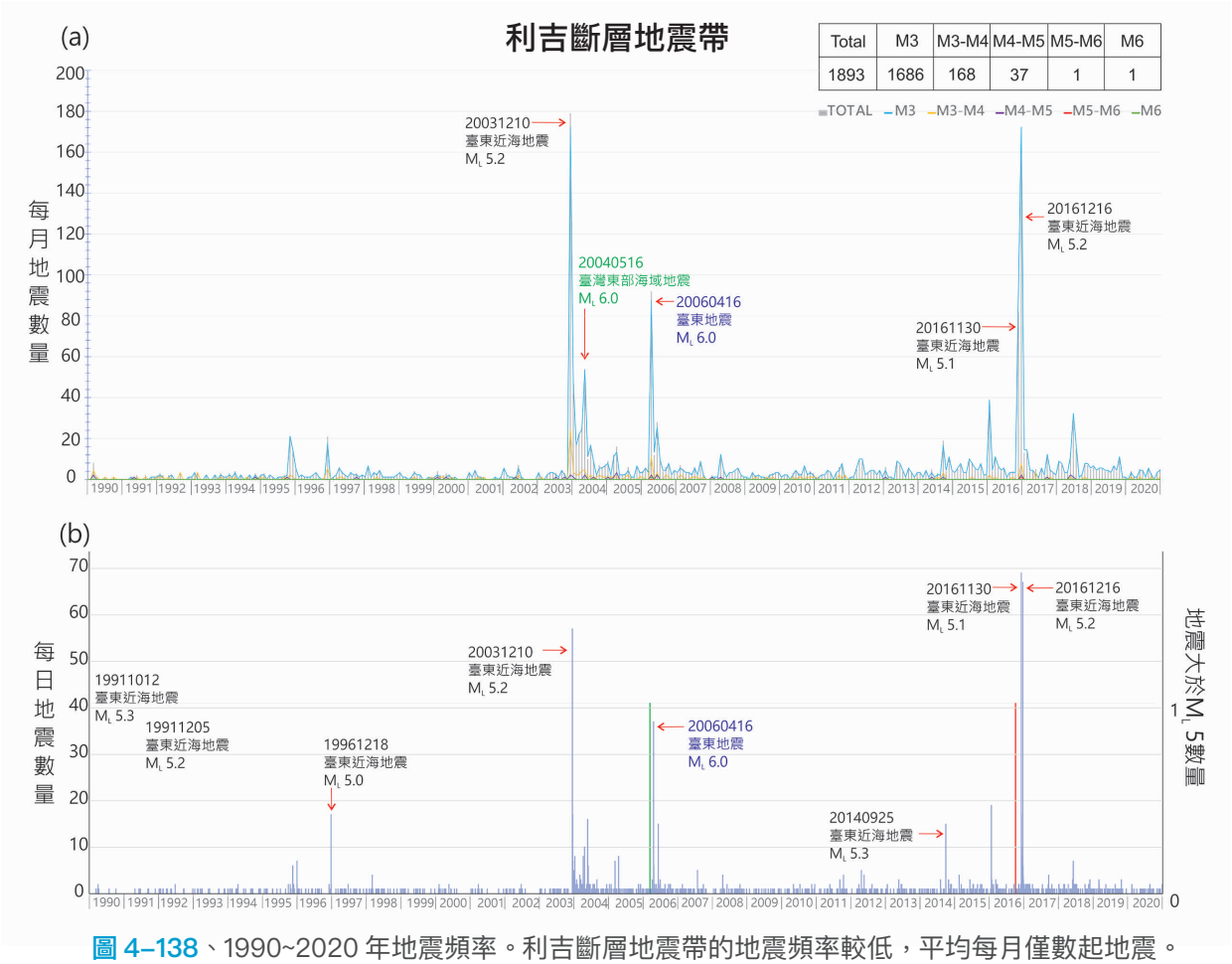


圖 4–138、1990~2020 年地震頻率。利吉斷層地震帶的地震頻率較低，平均每月僅數起地震。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

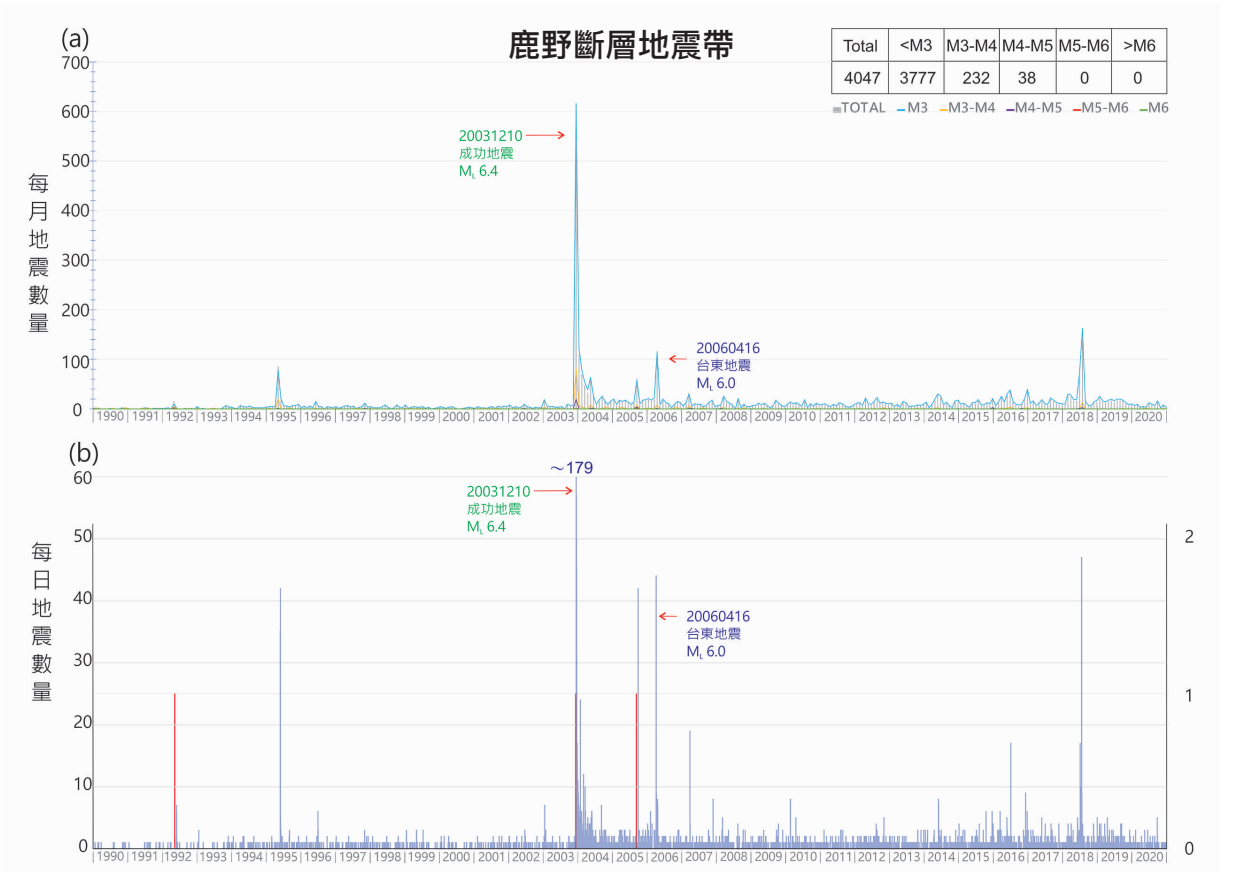


圖 4–139、1990~2020 年地震頻率。鹿野斷層地震帶的地震頻率低，平均每月數起地震。

4.5.2 豐濱地震帶

豐濱地震帶位在嶺頂斷層上盤，範圍從磯崎至嶺頂，位在海岸山脈內部，屬於板內的地震帶（圖 4–126；圖 3–11，圖 4–140），地震深度 <10 公里，最大主應力方向約 N25° W，朝西北的逆移作用形式。然而，有研究認為是中央山脈斷層截切縱谷斷層後，形成的地震帶（Huang and Wang, 2022）。若是如此，斷層上盤的海岸山脈地塊在震間期間的地殼活動應受到中央山脈斷層朝東產生移動的影響。但是，GPS 水平觀測結果呈現朝北移動（Ching et al., 2011），顯然此區域的震間滑移還是受到嶺頂斷層活動的影響。本研究認為豐濱地震帶的變形（地震）可能已受到中央山脈斷層逆衝作用（同震）的影響（Lu et al., 2024），但是地質構造上還是屬於海岸山脈地塊，受到菲律賓海板塊活動影響。

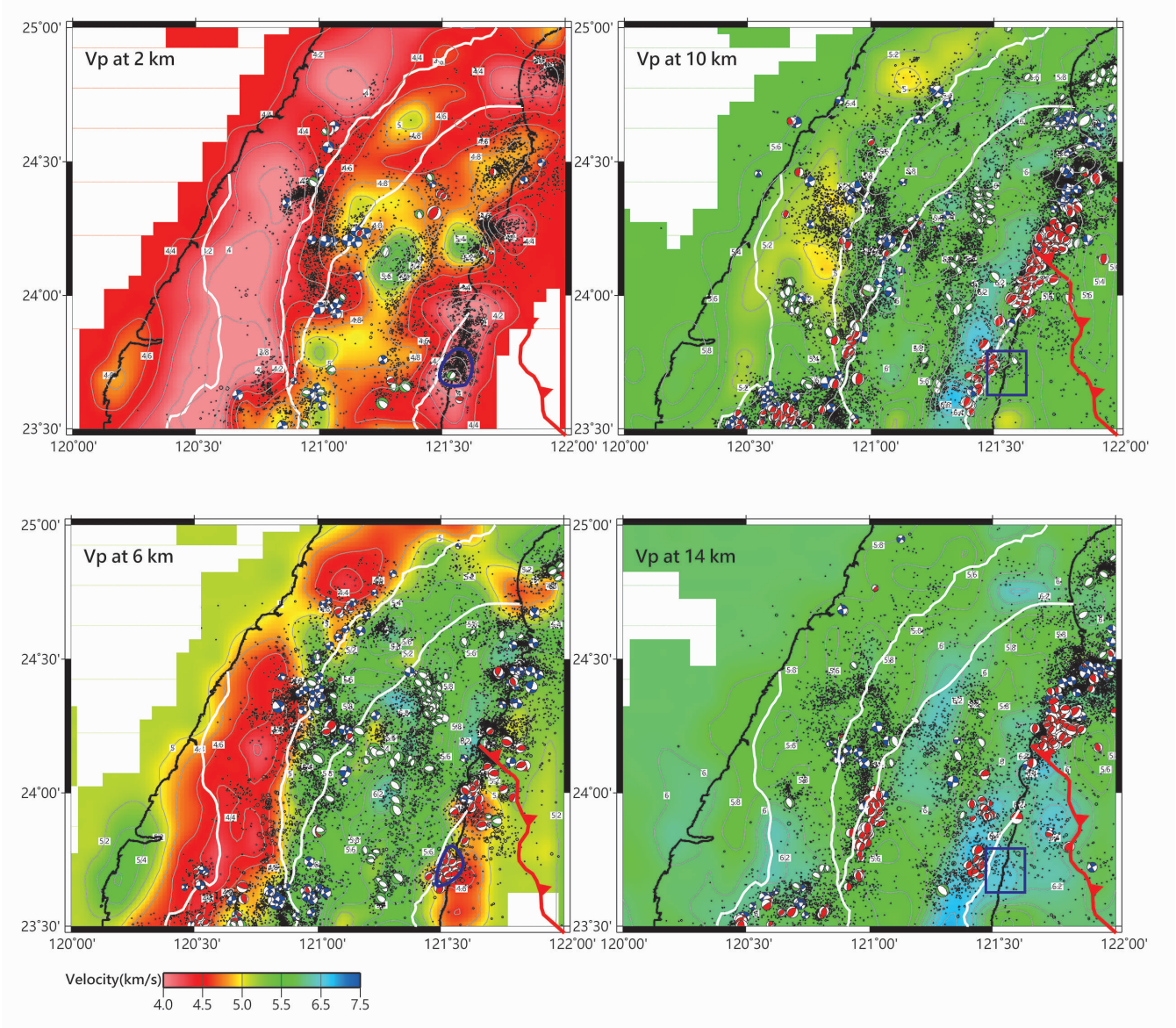


圖 4–140、豐濱地震帶位在海岸山脈北段，屬於板內地震，以逆移形式為主。

豐濱地震帶地震頻率極低，每月地震數量低於 5 起，但偶有群集地震事件，數天內數十起，如 2012/06/14 豐濱地震 M_L 5.3，觸動一系列地震約 116 起。然而，有些群集地震是受到鄰近地震帶發生較大規模地震的影響，如 1990/12/14 花蓮豐濱外海地震 M_L 6.0、2019/08/08 宜蘭外海地震 M_L 6.2。西側的中央山脈斷層發生 >M_L 6.0 地震，也會觸發一系列群震，如 2013/10/31 瑞穗地震 M_L 6.4，2022/06/20 瑞穗地震 M_L 6.0（**表一**），數天內被觸發十幾起 <M_L 5.0 地震（**圖 4–141**）。最明顯是 2014/04/23 磯崎地震 M_L 6.3 與 M_L 6.0，當日共發生二百多起地震，以及 10 起 M_L 5.0~6.0 地震。

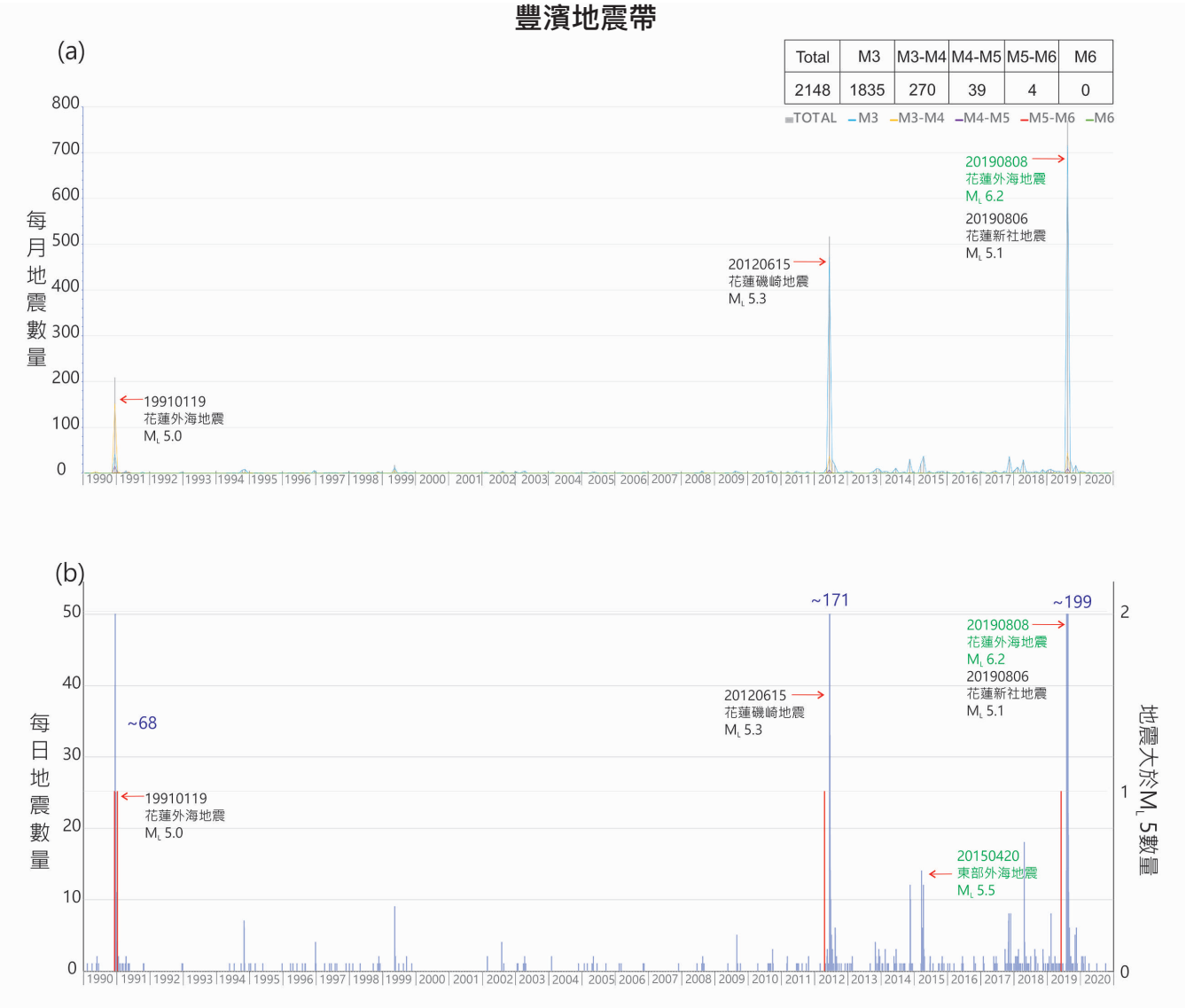


圖 4–141、1990~2020 年地震頻率。豐濱地震帶地震頻率極低，少有地震，每月地震數量低於 5 起。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.5.3 奇美斷層地震帶

更新世以來，奇美斷層將海岸山脈分割為南北兩段（圖 4–126），北段海岸山脈已經與歐亞大陸產生碰撞，但南段還持續以逆時鐘旋轉接近大陸邊緣，此過程使弧前盆地或前淵盆地逐漸地閉合。直至今日，奇美斷層還是縱谷斷層的重要分界，北側是處於鎖定狀態的瑞穗斷層，而南側的池上斷層則處於潛移狀態。新期活動構造上，奇美斷層是一重要的分界斷層。

奇美斷層於八里灣溪河口處截切晚全新世的河階沖積層，顯然還處於活動狀態（Chen et al., 1991）。然而，從地震頻率分析，是處於活動非常低的斷層，觀測以來僅發生 512 起地震，每月地震數量僅有數起，且地震皆 <M_L 5.0；另外地震密度低，為 0.22 個 / 公里^3（圖 4–142，表二）。

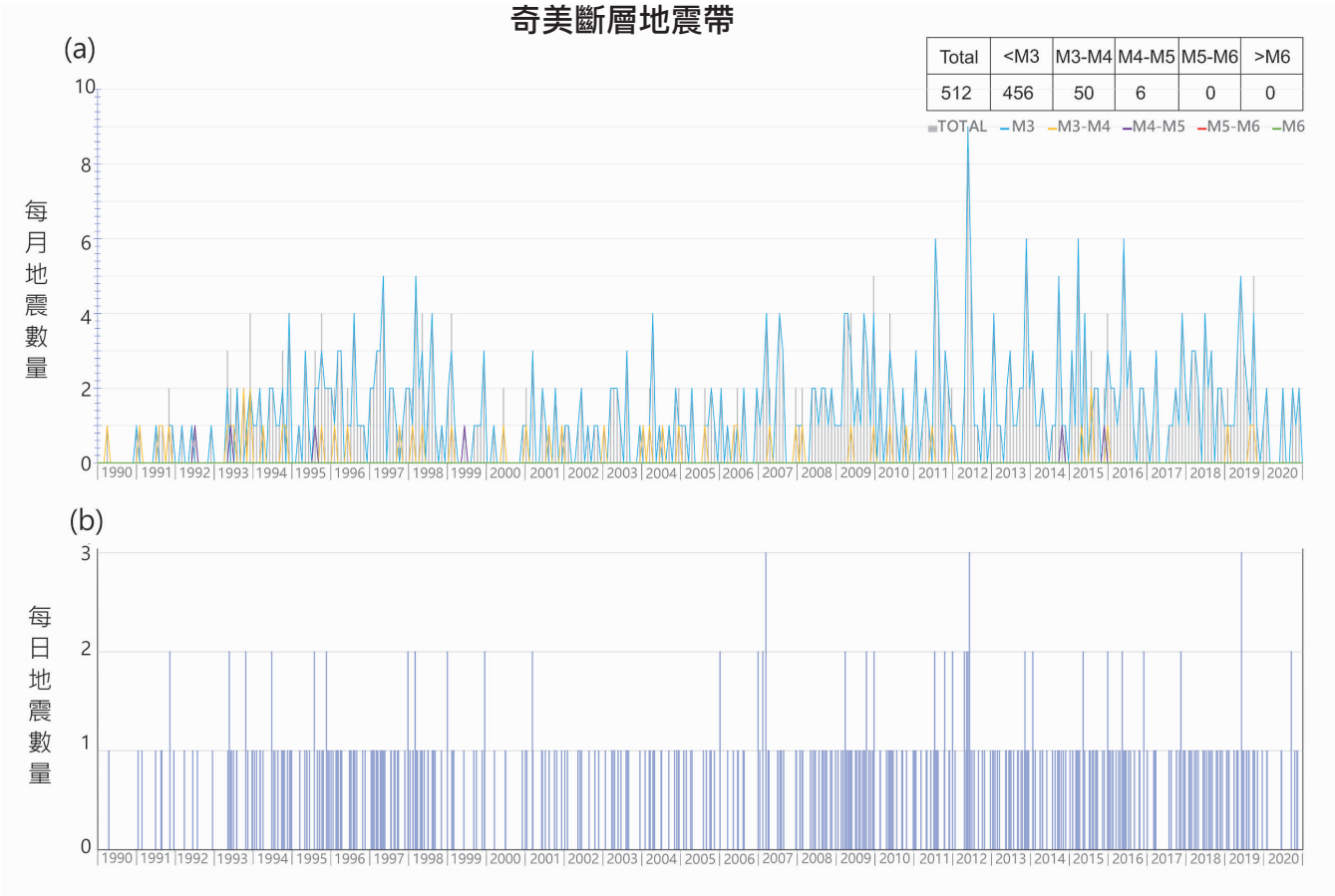


圖 4–142、1990~2020 年地震頻率。奇美斷層地震帶地震頻率非常低，每月地震數量僅數起。

4.5.4 綠島 — 蘭嶼地震帶

綠島 — 蘭嶼地震帶位在北呂宋海槽東側的綠島 — 蘭嶼火山弧前緣（圖 4–126），震源機制屬於逆移作用形式（圖 4–143）。地震深度 5 至 30 公里，斷層面（地震帶）朝東傾，朝西逆衝。地震帶（綠島 — 蘭嶼斷層）向北延伸僅至綠島北側（台東市東側海域），推測與利吉斷層之間可能存在一條東西走向的左向橫移斷層，將利吉斷層與綠島 — 蘭嶼斷層連接（圖 3–14，圖 3–15，圖 3–16）。

從東南海域的地形來看，在綠島 ─ 蘭嶼火山弧與脊樑山脈之間呈現一南北走向的海盆地形，稱北呂宋海槽，向北延伸即與花東縱谷連接。地質構造顯示北呂宋海槽位在北呂宋火山弧與脊樑山脈之間，顯然海槽是弧陸尚未碰撞閉合時的前淵盆地（foredeep basin），前身是弧前盆地（圖 4–136，S8 剖面；圖 4–143，S9 剖面）（Huang et al., 1992）。相較下，花東縱谷是已經閉合的前淵盆地，屬於成熟的碰撞帶（圖 3–13，圖 4–135）。

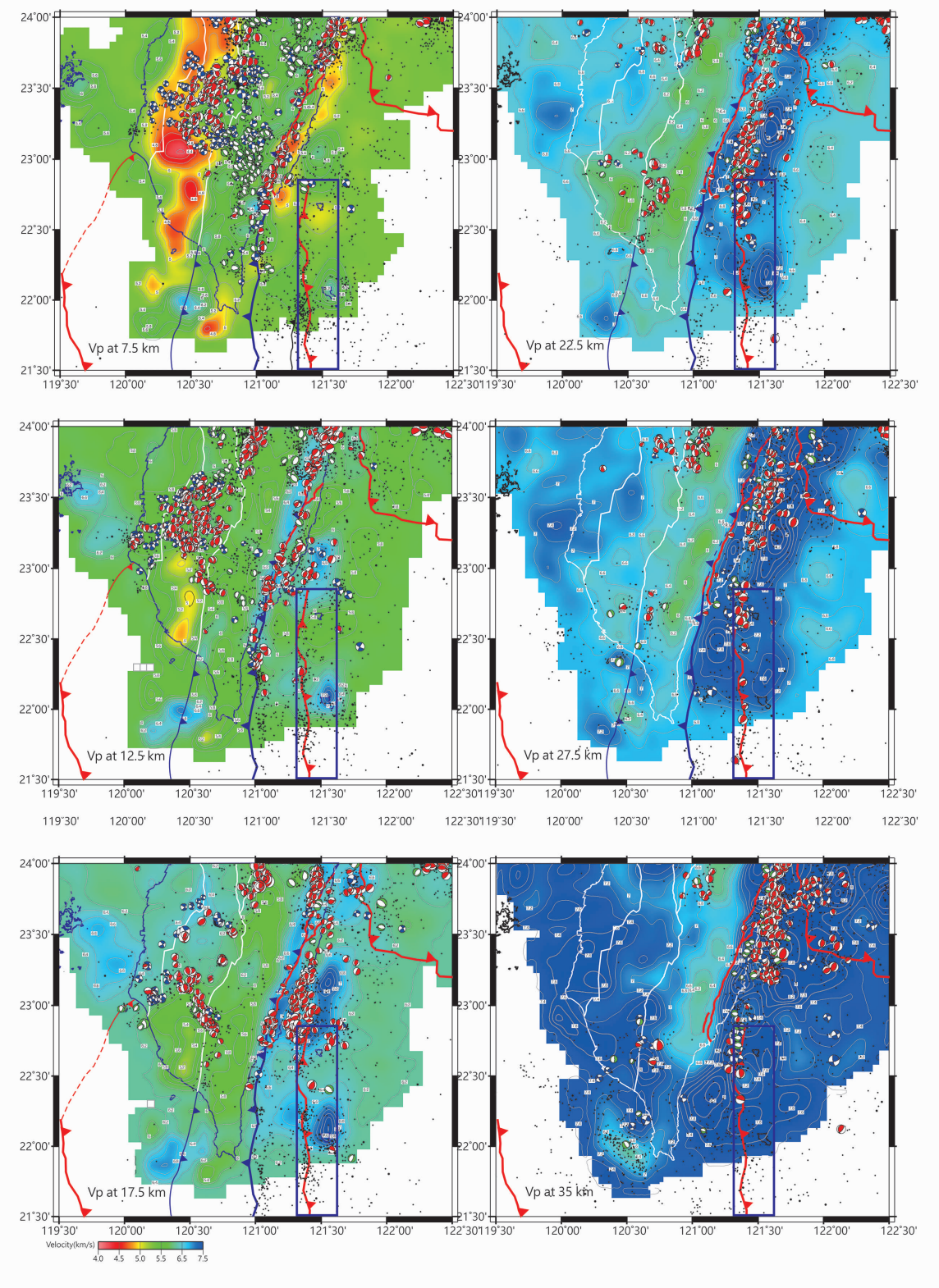


圖 4–143、綠島 ─ 蘭嶼地震帶（藍框），由於海域東側沒有地震站的約制，地震定位產生較大誤差，以及速度構造解析度亦較不準確。

北呂宋海槽被視為殘留的弧前盆地或前淵盆地，堆積厚 8~10 公里的沉積層（圖 4–143，S10 剖面），海槽基底仍保留弧前盆地地殼（McIntosh et al., 2005；陳文山等，2019）。海槽東側以中央山脈斷層與脊樑山脈為界，西側以綠島 ─ 蘭嶼斷層與北呂宋島弧為界（圖 3–15，圖 3–16；陳文山等，2019）。

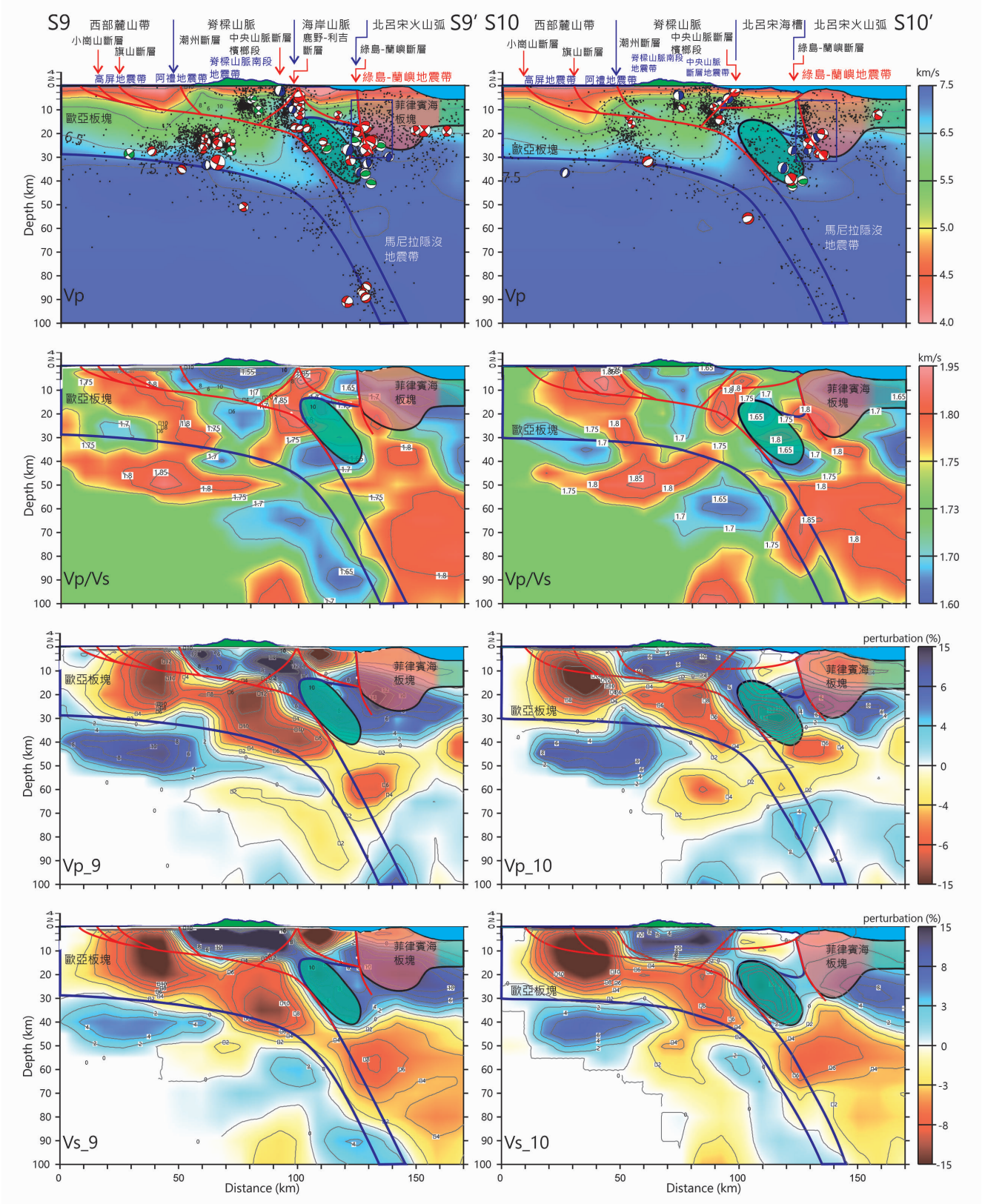


圖 4–144、綠島 ─ 蘭嶼地震帶的地震可達 30 公里，地震帶兩側速度構造呈現明顯差異。北呂宋海槽兩側呈現兩個反向逆斷層，西側中央山脈斷層與東側綠島 ─ 蘭嶼斷層。剖面位置見圖 3–2。

北呂宋海槽的結構呈現兩層的不同速度構造（圖 4–144，圖 4–145），上層在深度 8~10 公里以上的 Vp 與 Vs 異常擾動值為負值且高 Vp/Vs 值的低速層，屬於弧前盆地與前淵盆地的沉積層（Fuh et al., 1997; Lallemand et al., 2001; Hirtzel et al., 2009）。下層為深度 8~10 公里以下，Vp 與 Vs 異常擾動值為正值且低 Vp/Vs 值的高速層，推測為弧前盆地地殼（陳文山等，2019）。

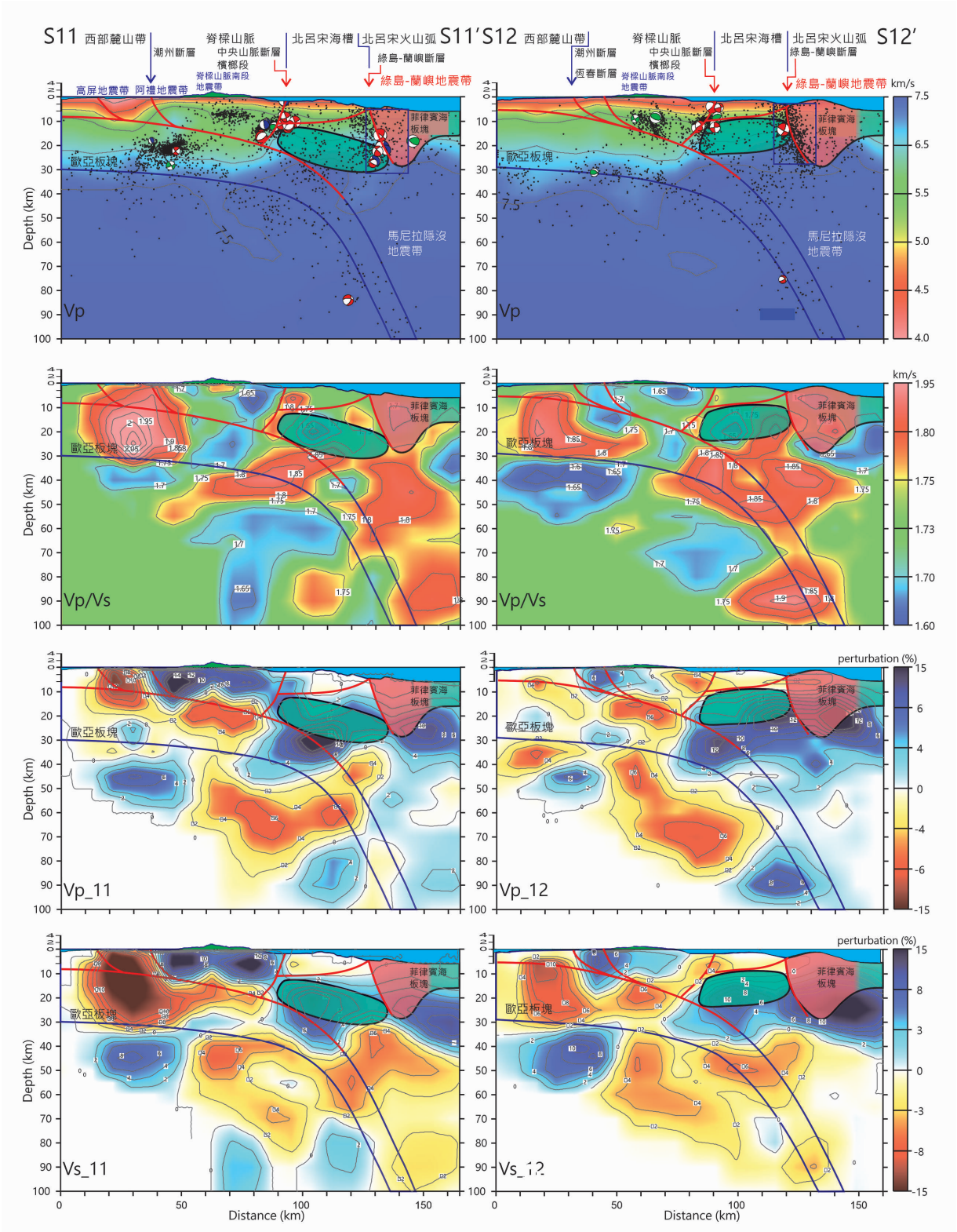


圖 4–145、綠島 — 蘭嶼地震帶的地震達 30 公里（藍框），地震帶兩側的速度構造有明顯差異。剖面位置見圖 3–2。

綠島 ─ 蘭嶼斷層位在北呂宋火山弧前緣（西側）與北呂宋海槽銜接處，海底地形明顯呈現一南北走向線形崖，北從綠島向南延伸至鵝鑾鼻南側，全長至少 100 公里（圖 3–5.1）；地形崖位置大致是地殼速度構造的界限（圖 4–144，圖 4–145）。

綠島 ─ 蘭嶼地震帶經常發生 M_L 4.0~6.0 地震，為逆移形式，最大主應力方向約 N50° W，與縱谷斷層地震帶的震源機制相似。根據上述各種地震與地質資料顯示，綠島 ─ 蘭嶼斷層應該是縱谷斷層在弧前盆地未完全關閉時的前身（陳文山等，2019）。

綠島 ─ 蘭嶼地震帶的地震頻率較低，自觀測以來共發生 2926 起地震，2000 年之前每月十數起，之後上升至數十起，平均每 2 年約有 1 起 >M_L 5.0 地震，此特性與池上斷層地震帶相似。1900 年以來，共有 5 起 >M_L 6.0 地震，1959/08/08 恆春地震 M_L 6.9、1996/09/06 蘭嶼地震 M_L 7.0、2002/08/29 蘭嶼地震 M_L 6.0、2015/02/14 東部海域地震 M_L 6.3、2016/10/25 東部海域地震 M_L 6.2（圖 4–146，圖 4–128，表一，表二）。

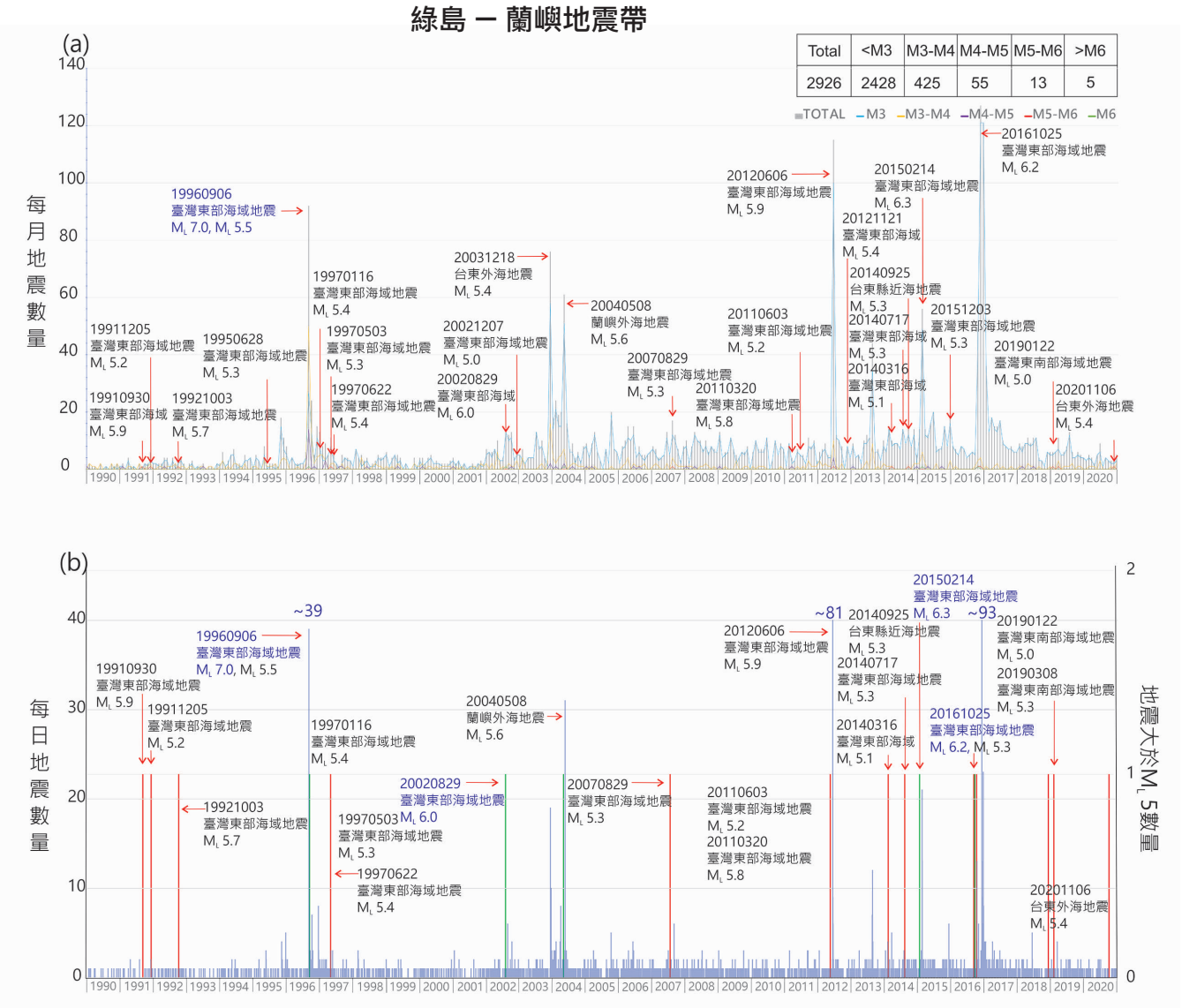


圖 4–146、1990~2020 年地震頻率。綠島 ─ 蘭嶼地震帶屬於中大型地震頻率稍高的地震帶，平均每 2 年約有 1 起 M_L 5.0~6.0 地震。

4.6 北部張裂帶地質構造區

中更新世之後，約 90 萬年前，北部臺灣歷經了碰撞造山到板塊隱沒環境，同時也受到沖繩海槽朝西伸張擴展影響，地殼構造由造山擠壓轉變為後造山拉張的環境（Teng and Lee, 1996; Chung et al., 2001; Wang et al., 2004）。此後，北部山脈不再抬升，反而呈現拉張沉陷，形成了臺北與蘭陽盆地，以及東北海域的一系列東北東走向正斷層與半地塹盆地。

另外，地殼的伸張導致軟流圈地函上湧，形成了大屯火山群、基隆火山群、北方四島火山及鄰近海域的火山，合稱北臺灣火山帶（Wang et al., 2004）。此外，菲律賓海板塊向北隱沒，也形成了龜山島火山弧。從各種地質現象來看，北部張裂帶地質構造區並沒有明顯界限。若根據地塹盆地、正斷層及火山分布，最西側應位於桃園大溪的草嶺山（白榴基玄武岩；Chung et al., 2001）；東側涵蓋蘭陽平原與沖繩海槽，北側涵蓋大屯火山群至東北海域。

從震源機制分析，北段脊樑山脈東翼，東澳至花蓮立霧溪口的地震以逆移作用形式為主，部分區域則呈現橫移作用形式。顯然北段區域仍然持續受到菲律賓海板塊隱沒與碰撞作用的影響。因此，本研究將北部張裂帶的邊界設定在蘭陽盆地南側（圖 4–147）。雖然北段脊樑山脈的脊梁區域呈現拉張作用，但與北部張裂帶的成因不同。

由於臺灣北部的地震頻率極低，尤其桃園至雙北市區域（北緯 25°以北），因此無法透過現有地震資料準確地反演地殼速度構造，以及大屯火山或拉張構造形成的地震帶。因此，對於此構造區的討論僅限於蘭陽盆地與沖繩海槽西側區域。

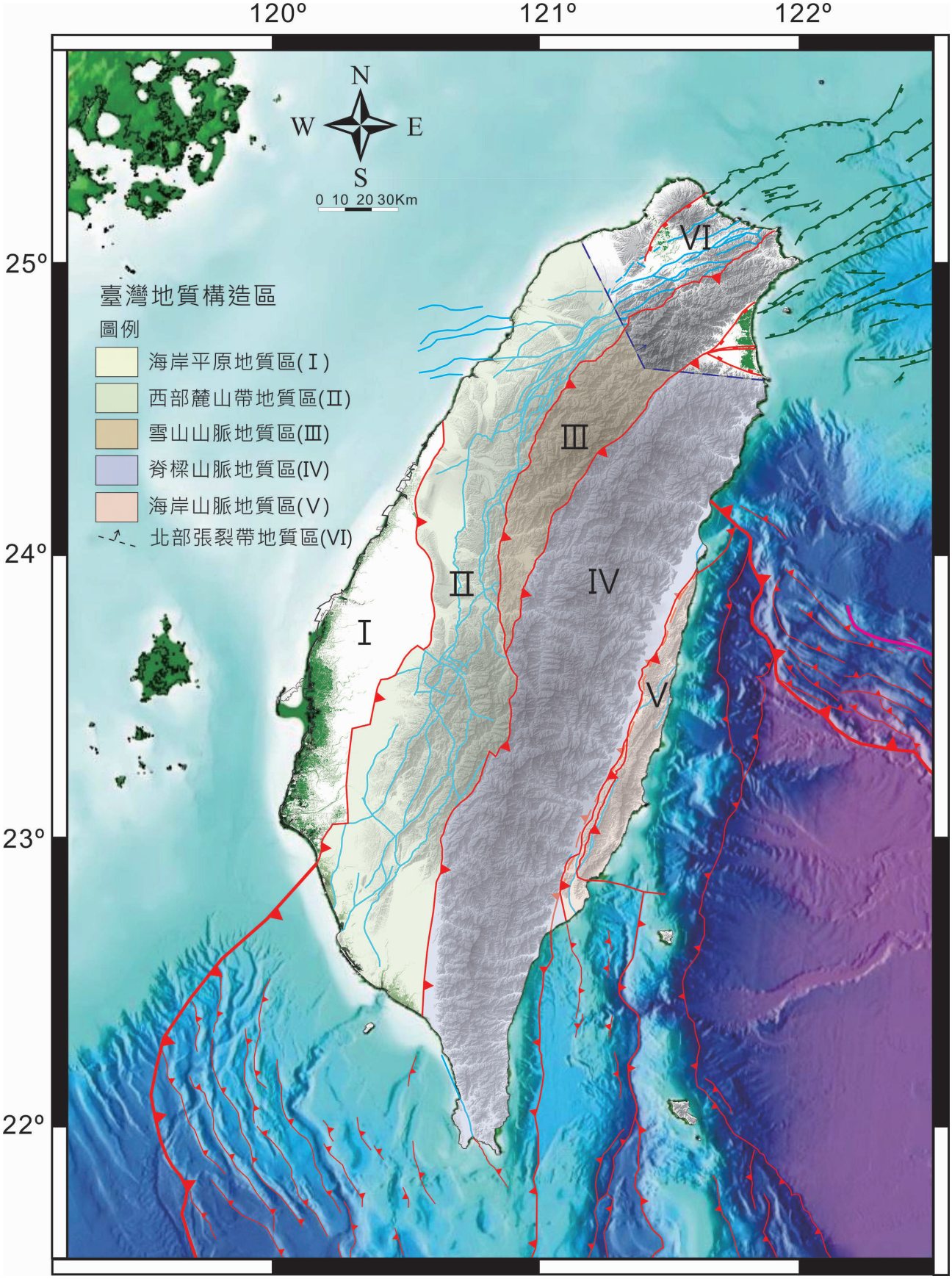


圖 4–147、北部張裂帶地質構造區（Ⅵ），虛線以北區域。綠色鋸齒線為東北海域的正斷層系統。

4.6.1 龜山島火山地震帶

龜山島火山地震帶位於雪山山脈地塊，儘管構造環境已轉為北部張裂帶。值得注意是，龜山島火山是一座由隱沒作用形成的火山弧，位於沖繩海槽中，地震侷限於龜山島半徑 5 公里以內（圖 4–148），地震深度 <20 公里，震源機制為正移作用形式（Lin et al., 2004, 2007; Lin et al., 2019; Lin et al., 2024）（圖 4–149，圖 4–150）；火山活動引發的地震規模不高，通常 <M_L 5.0。

龜山島火山地震帶的地震頻率相當高，自觀測以來，共發生 10134 起地震，平均每年發生 <M_L 4.0 地震約 335 起，M_L 4.0~5.0 地震約 20 起，偶有地震群集事件，每日 50 起以上。推測許多群集地震事件可能與火山活動有關，如 2015/10/19 M_L 5.3 地震，當日地震 382 起，當月地震數量 800 多起，龜山島火山地震帶的地震規模絕大部分 <M_L 4.0，有 53 起 M_L 4.0~5.0，2 起 M_L 5.0~6.0（圖 4–151，表二），此特性與火山活動產生的地震規模大多 <M_L 5.0 相吻合。從地震次數以及地震密度分析，顯示龜山島火山是目前臺灣最活躍的火山。龜山島火山的噴發形式屬於猛爆型，因此對於火山災害潛勢評估需特別關注。

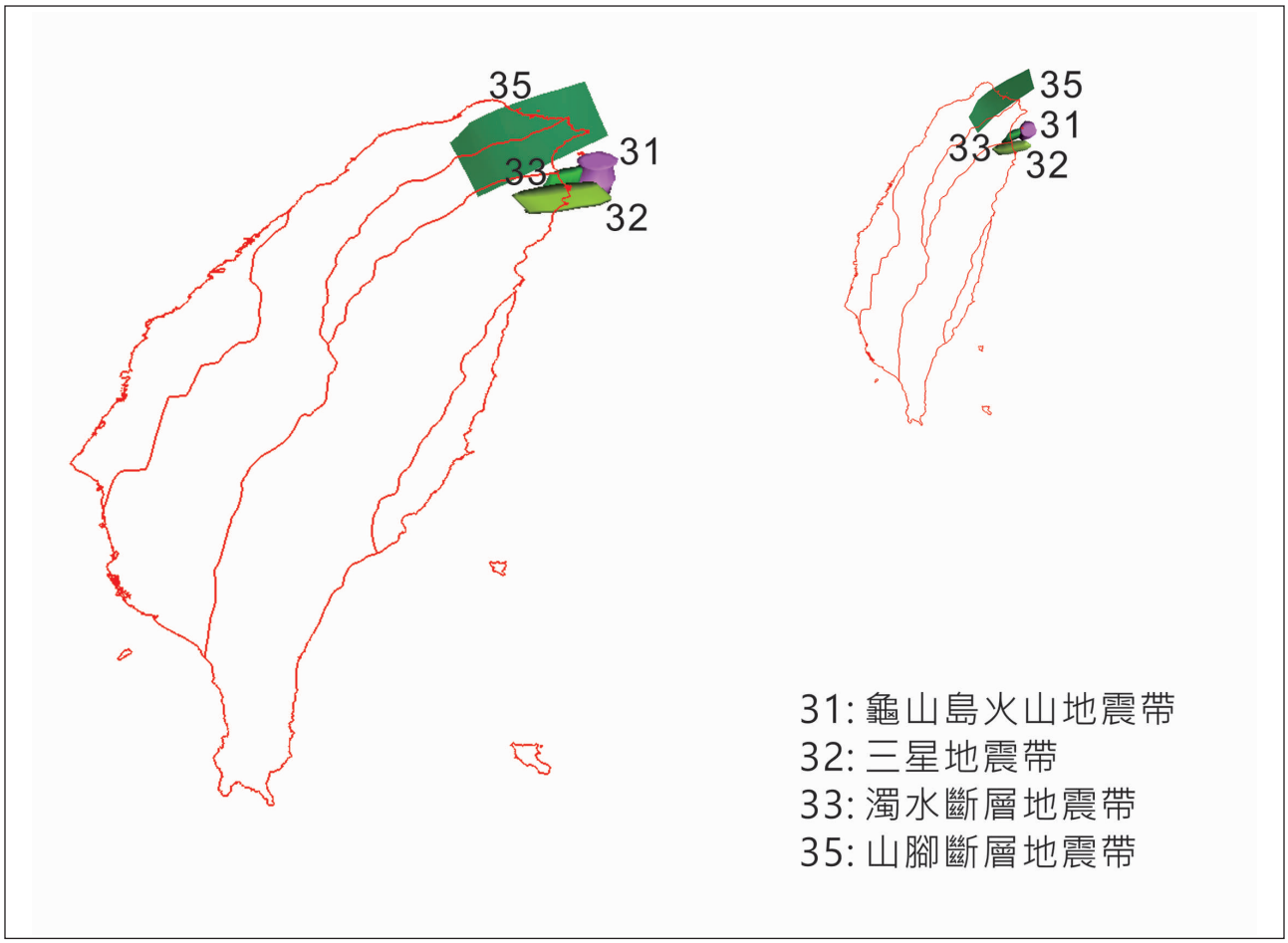


圖 4–148、北部張裂帶地質構造區有龜山島火山地震帶、三星地震帶、濁水斷層地震帶、山腳斷層地震帶。

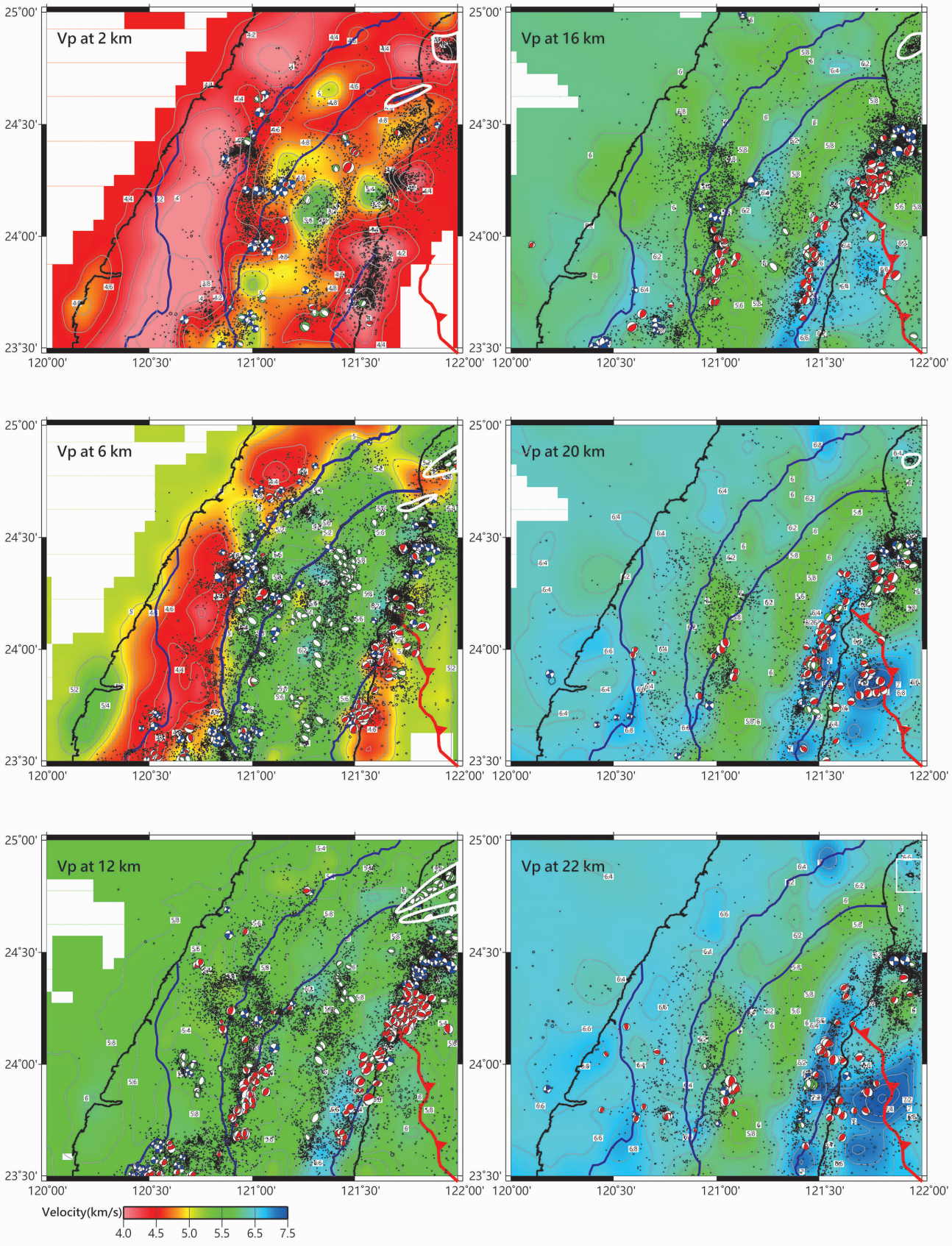


圖 4–149、龜山島火山地震帶的地震深度 <20 公里，白框為地震帶範圍，下側長條白框為三星地震帶。

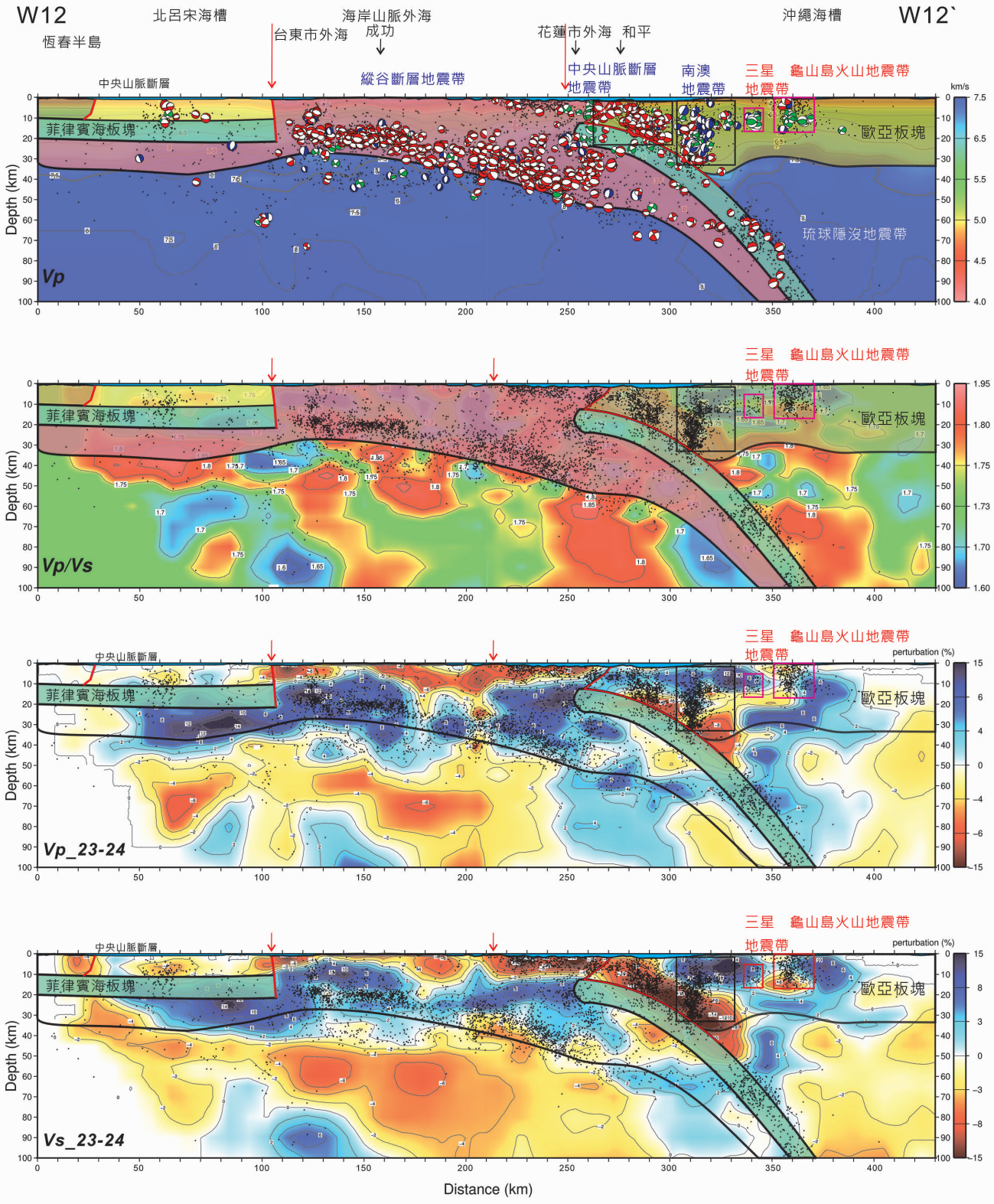


圖 4–150、龜山島火山地震帶（右側紅框）位在沖繩海槽西側，地震深度 <20 公里。三星地震帶（右側紅框）位在蘭陽平原南側。剖面位置見圖 3–3。

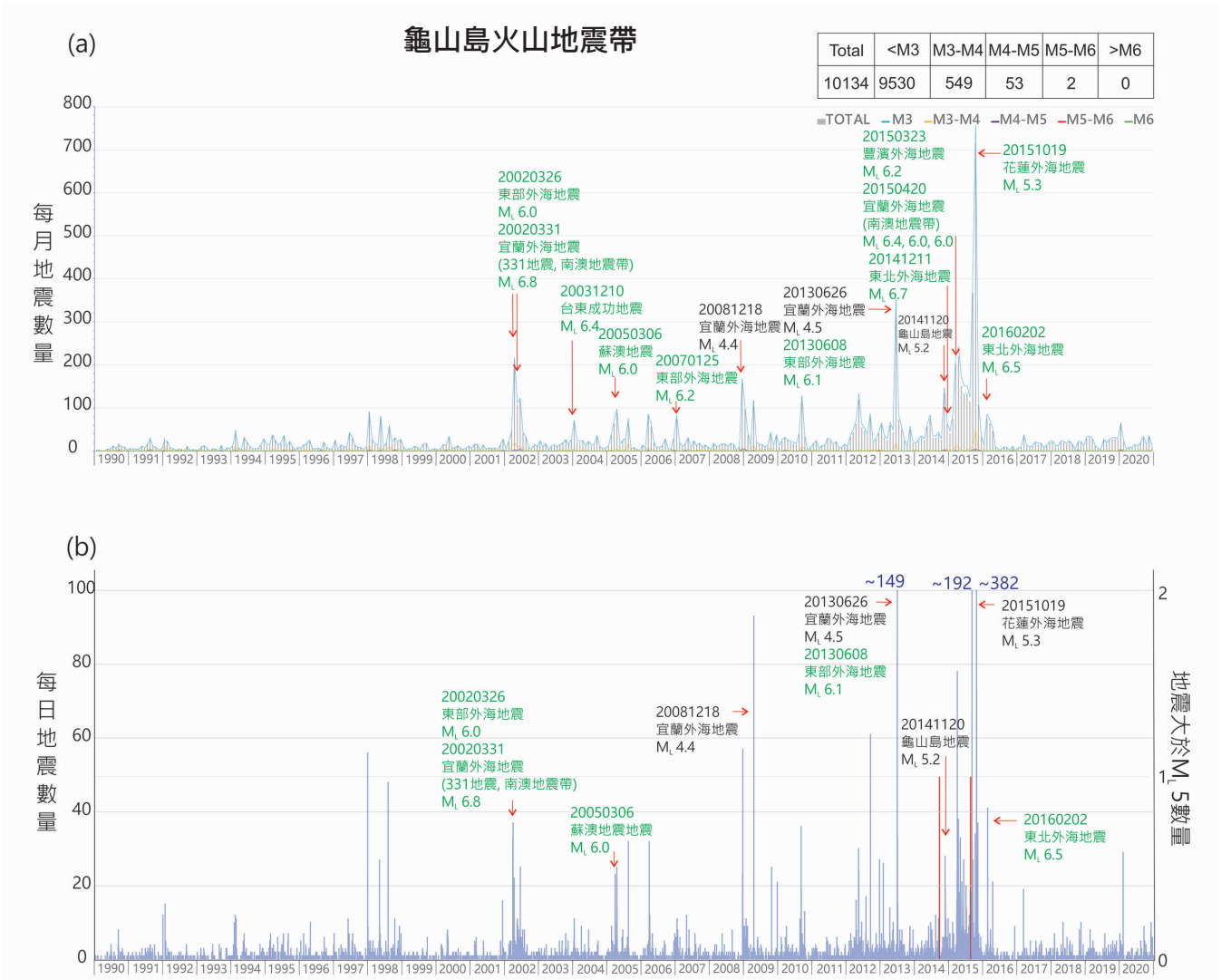


圖 4–151、1990~2020 年地震頻率。龜山島火山地震帶的地震頻率非常高，平均每年 <M_L 4.0 地震約 335 起。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.6.2 三星地震帶

三星地震帶位於蘭陽溪南側的脊樑山脈（圖 4–148），屬於北部張裂帶。該地震帶的地震深度 <14 公里，走向 N80° E，震源機制以右向橫移作用的形式，與部分正移作用形式，最小（伸張）應力方向為 N10° E（圖 4–150，圖 4–152）。地震帶範圍從蘭陽盆地延伸至沖繩海槽，全長 25 公里；地震帶兩側的速度構造並沒有明顯的差異。

三星地震帶的地震頻率極低，觀測以來共發生 3807 起地震，平均每月僅十起，>M_L 6.0 地震僅 2 起，分別是 2002/05/15 宜蘭蘇澳 M_L 6.2 以及 2005/03/06 蘇澳雙地震 M_L 6.0（表一，圖 4–153）。這兩次地震事件都引發約 700 起的群集地震（圖 4–154，表二）。根據地質構造與震源機制分析，此地震帶與沖繩海槽的拉張活動有關，屬於橫移兼正移作用。

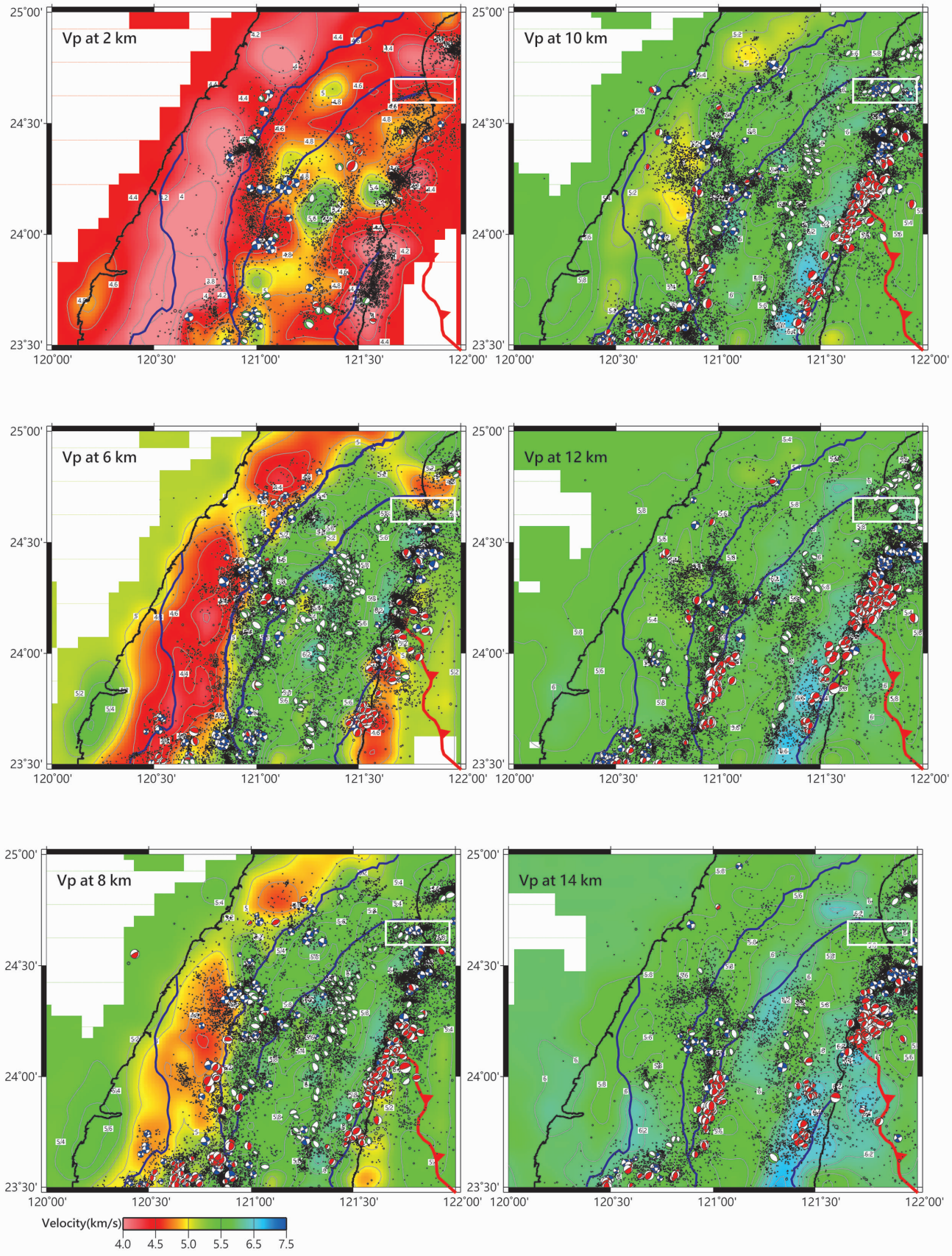


圖 4–152、三星地震帶地震深度 <14 公里，白框為地震帶範圍。

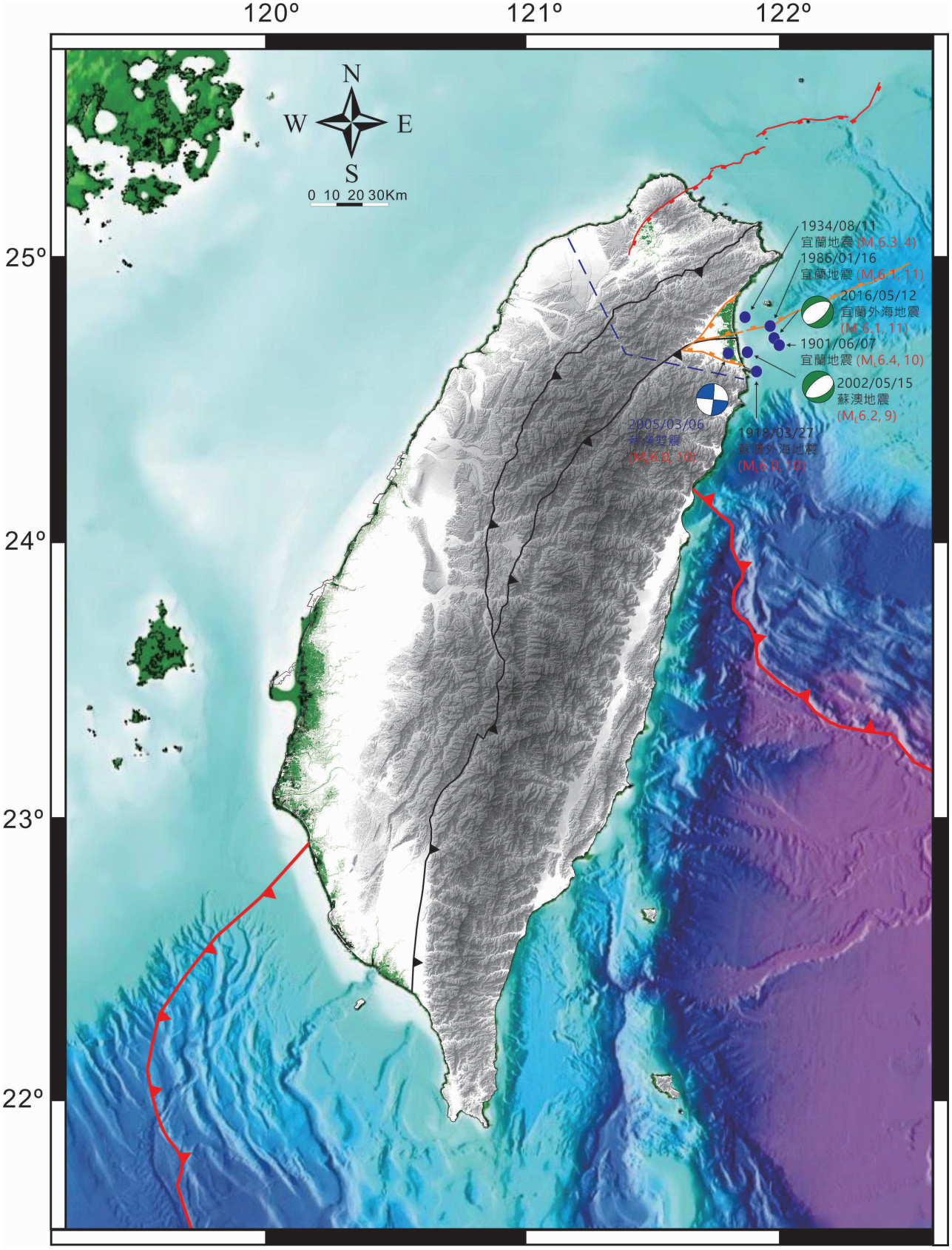


圖 4–153、1900 年以來，位在北部張裂帶的 >M_L 6.0 地震分布。藍色圓圈為地震 M_L 6.0~7.0。

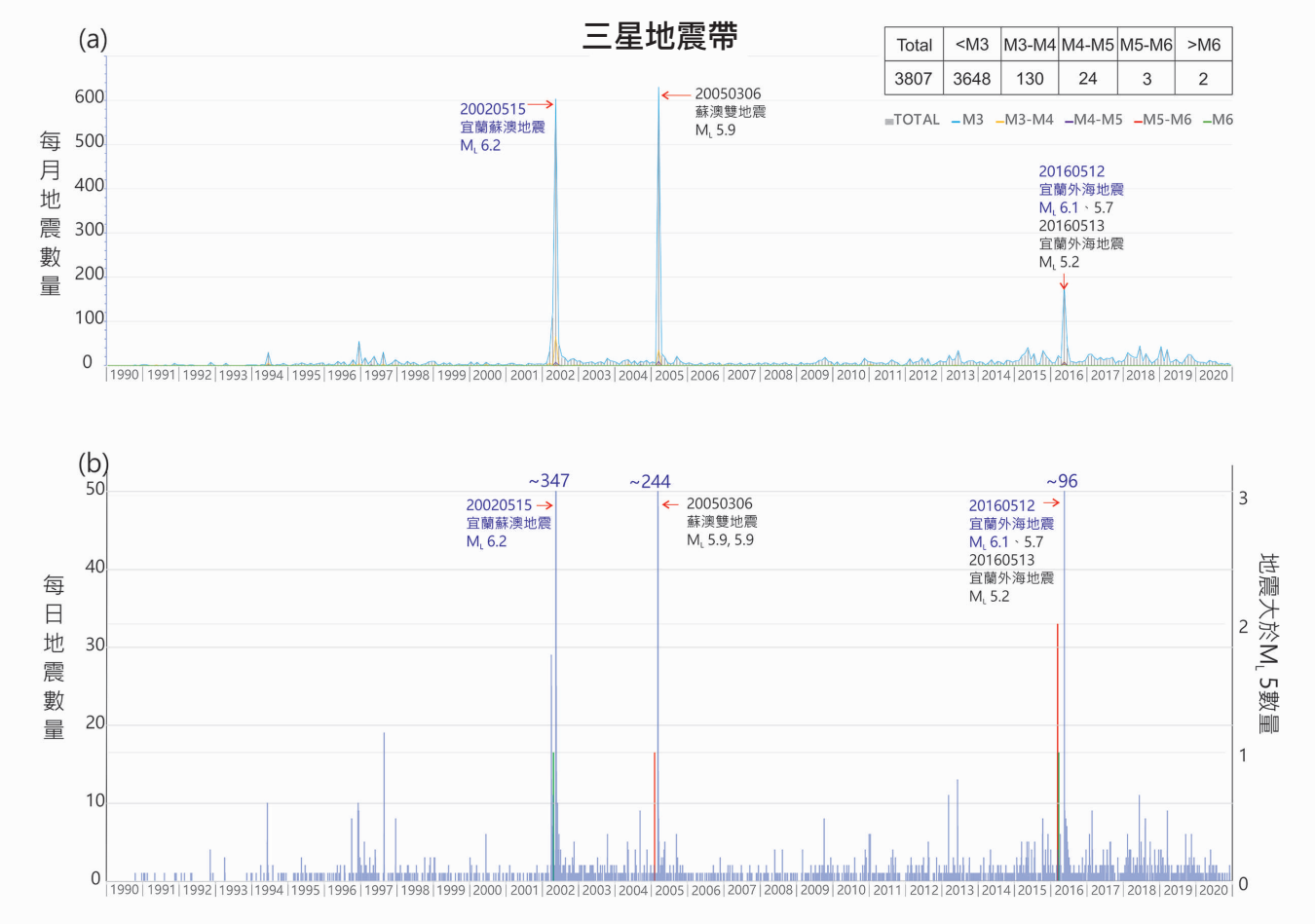


圖 4–154、1990~2020 年地震頻率。三星地震帶的地震頻率極低，平均每月僅十起地震。

4.6.3 濁水斷層地震帶

濁水斷層是雪山山脈與脊樑山脈的界限斷層，為一朝北傾正斷層，雪山山脈位於上盤。晚更新世以來，蘭陽溪北側的雪山山脈沉降速率遠大於下盤的脊樑山脈（蘭陽溪南側）。濁水斷層地震帶從蘭陽平原向東延伸至沖繩海槽，穿越龜山島火山地震帶，地震深度 8~14 公里，走向 N70° E（圖 4–148），震源機制為正移作用形式，最小（伸張）應力呈西北向（圖 4–155）。地震帶北側深度 8~18 公里的地殼 Vp/Vs 值較高（圖 4–156），顯示此地震帶與沖繩海槽的正斷層活動有關。濁水斷層是蘭陽盆地張裂形成錯距最大的斷層，可達 600 公尺，斷層跡大致沿著蘭陽溪，被晚更新世以來的沖積層覆蓋，最厚達到 1000 公尺。地震帶位置沿著濁水斷層走向，由濁水斷層活動所引起，而該區域曾發生一次較大的地震，1986/01/16 宜蘭地震 M_L 6.1（表一，圖 4–153）。

沖繩海槽形成於晚中新世（Miki, 1995; Kodama et al., 1995），海槽向西擴張產生了蘭陽盆地，在盆地中心堆積的沉積層厚達 1000 公尺，沉降速率約 18 mm/yr。蘭陽盆地的拉張作用形成了一系列 N60~80° E 至 E—W 走向的正斷層，包括礁溪斷層、濁水斷層與冬山斷層（**圖 4–157**，E3 剖面）。同時，在海槽中也發生許多正移作用形式的地震，統稱沖繩海槽地震帶（**圖 4–157**，E4 剖面）。

濁水斷層地震帶的地震頻率非常低，自觀測以來共發生 2219 起地震，平均每月僅發生數起地震，在觀測期間每月偶而會發生 40~100 起的小規模地震群集事件，且這些事件常受到鄰近海域發生 >M_L 5.0 地震的影響（**圖 4–158**，**表二**）。

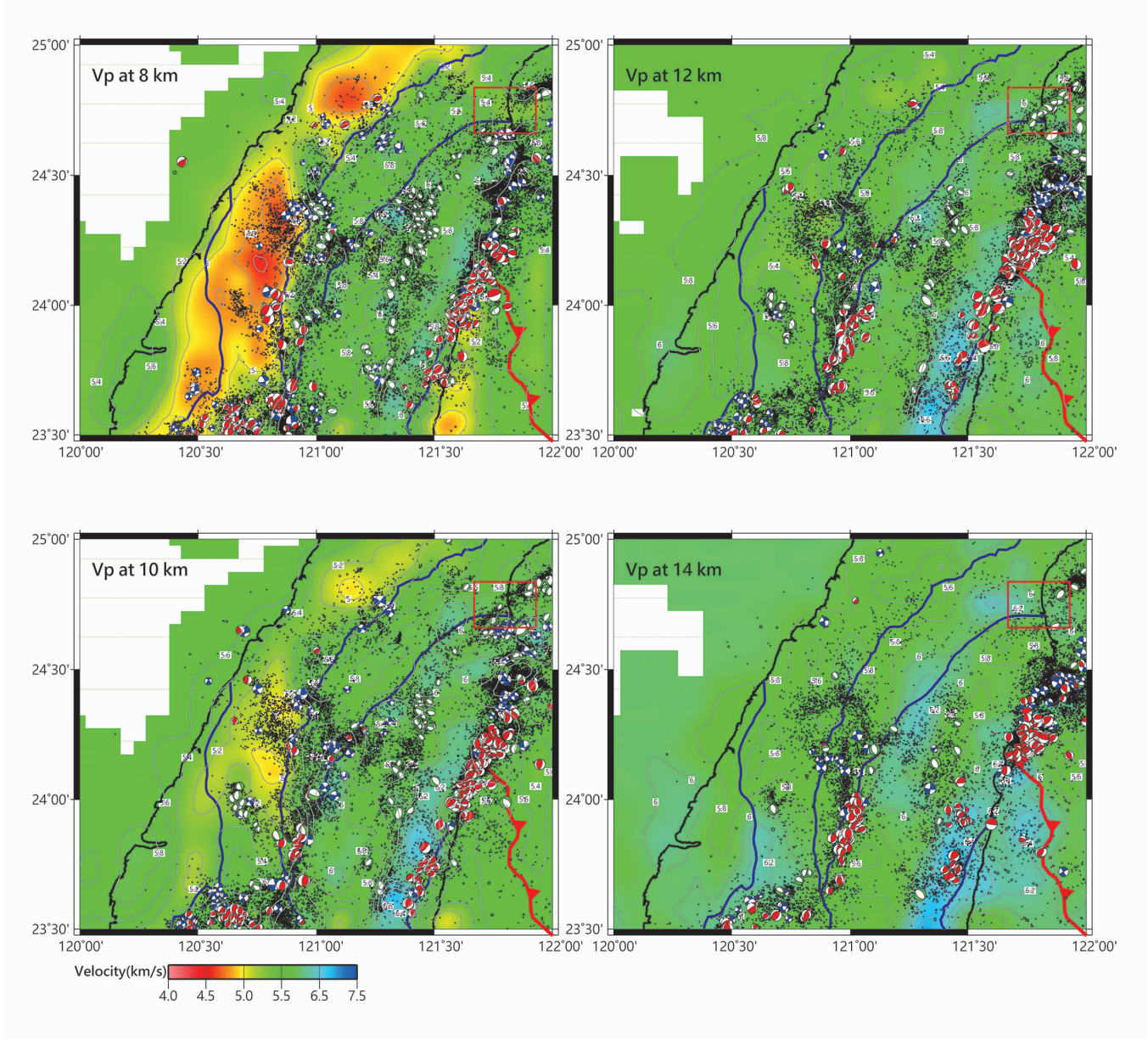


圖 4–155、濁水斷層地震帶（紅框）的震源機制為正移作用形式，地震帶向東北可以連接至龜山島火山地震帶。

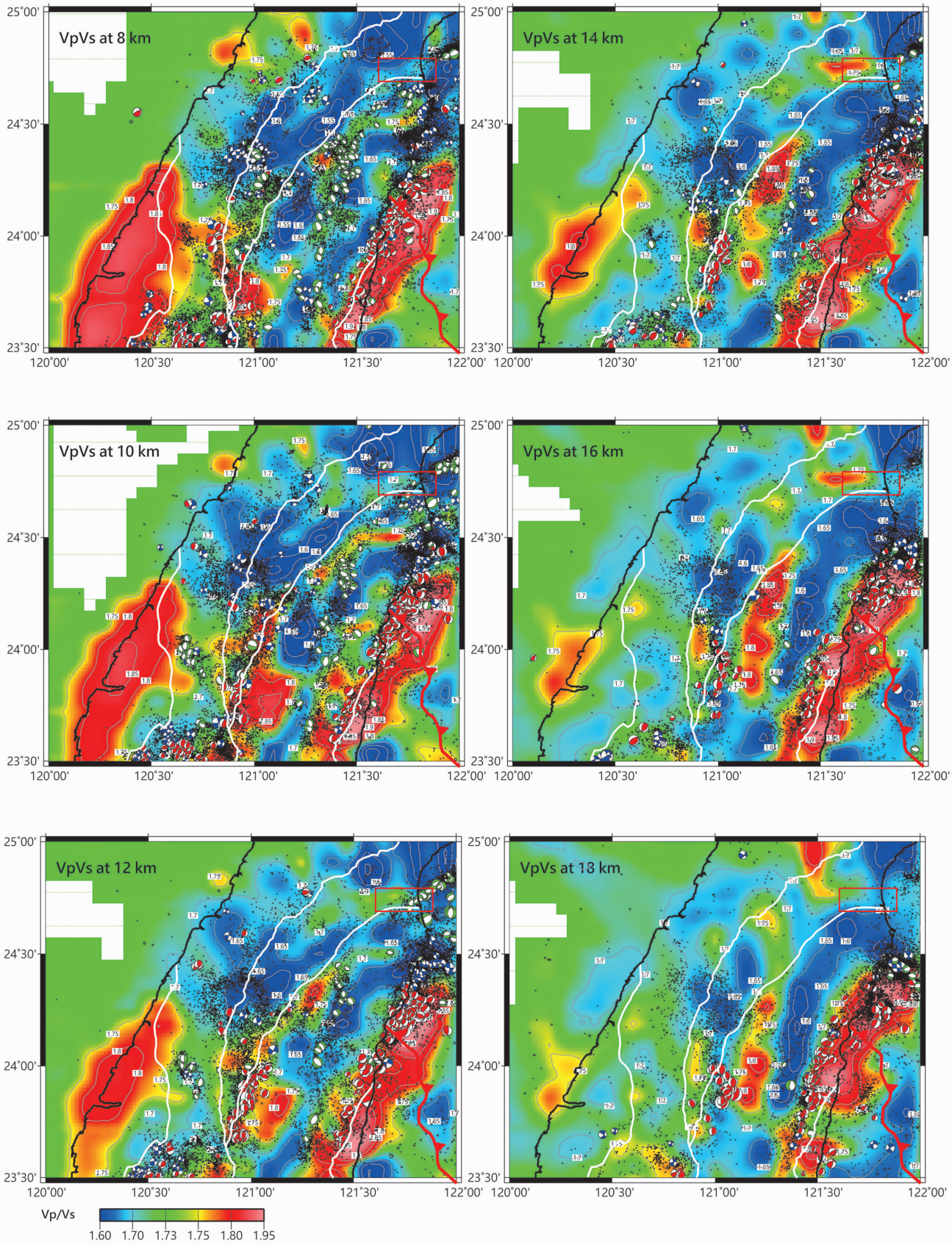


圖 4–156、濁水斷層地震帶 (紅框) 北側岩盤 (雪山山脈) 於深度 8~18 公里的 Vp/Vs 值較高。地震主要分布在 8~14 公里。

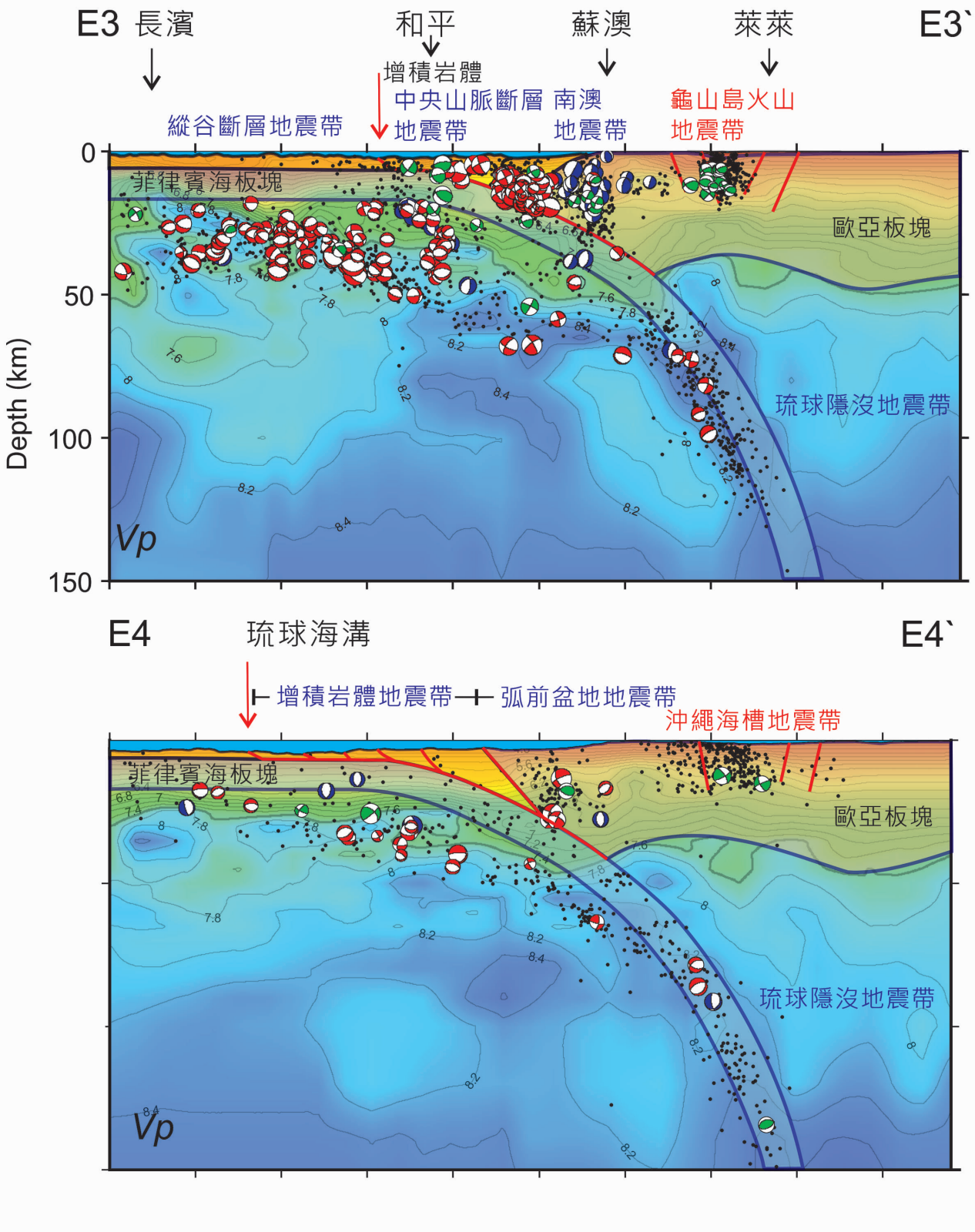


圖 4–157、東部外海南北剖面，龜山島火山與沖繩海槽地震帶的地震以正移作用形式為主。剖面位置見圖 3–4。

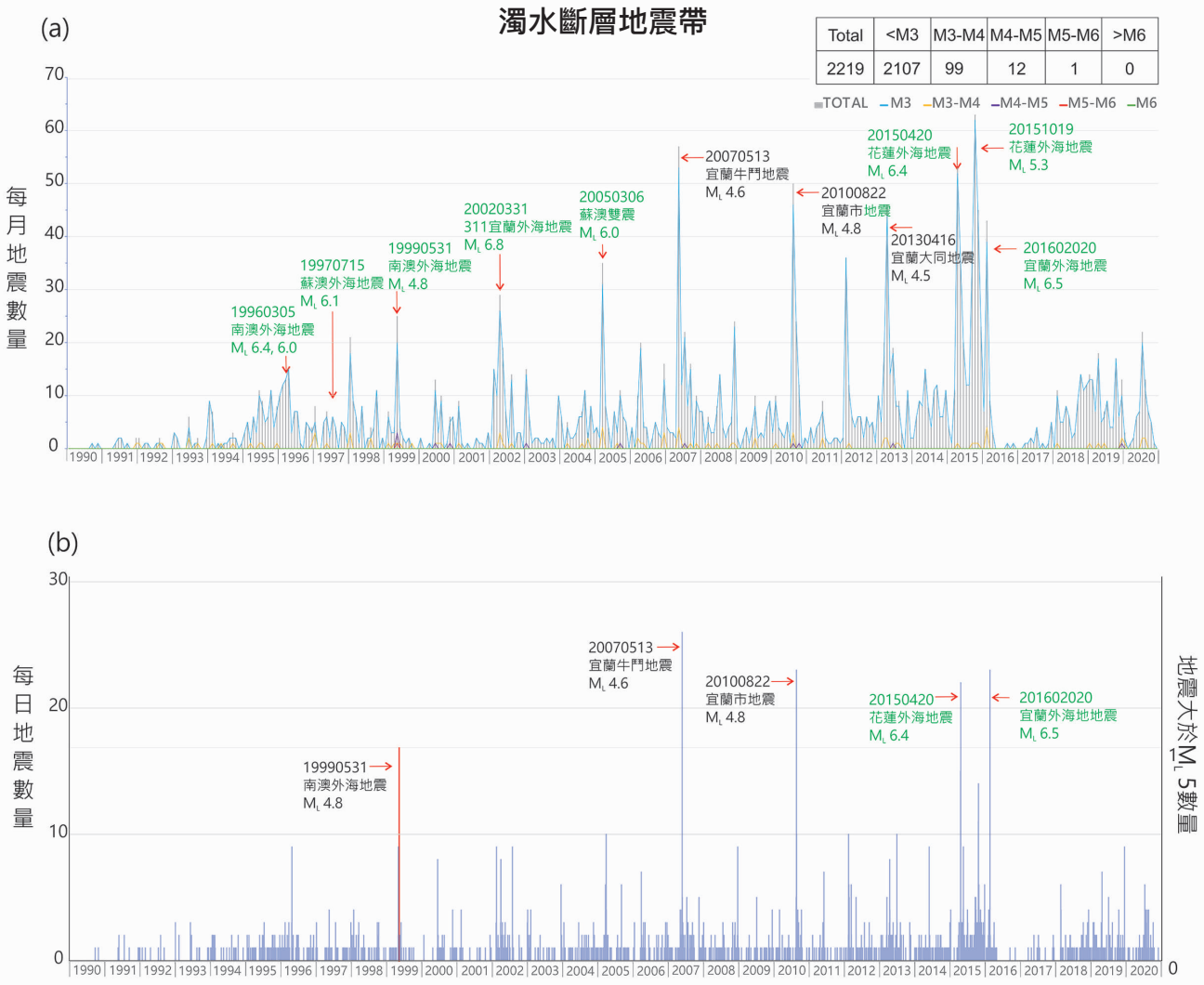


圖 4–158、1990~2020 年地震頻率。濁水斷層地震帶的地震頻率非常低，平均每月僅數起地震。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.6.4 沖繩海槽地震帶

菲律賓海板塊朝北隱沒時，導致歐亞板塊拉張形成了沖繩海槽（Okinawa Trough）。自中至晚更新世以來，沖繩海槽朝西擴張延伸至臺灣東北部，同時隱沒產生的龜山島火山弧也位於海槽當中（圖 4–148）。沖繩海槽中產生一系列正斷層（Mamoru and Hiroshi, 2003; Ku et al., 2009），以及 <25 公里的 <ML 6.0 地震（圖 4–157，圖 4–159）。地震帶呈現平面狀分布，顯示與斷層活動有關，如濁水斷層地震帶與三星地震帶。由於宜蘭外海缺乏地震站的約制，因此地震定位誤差較大，速度構造與地震帶的解析度相對較低。

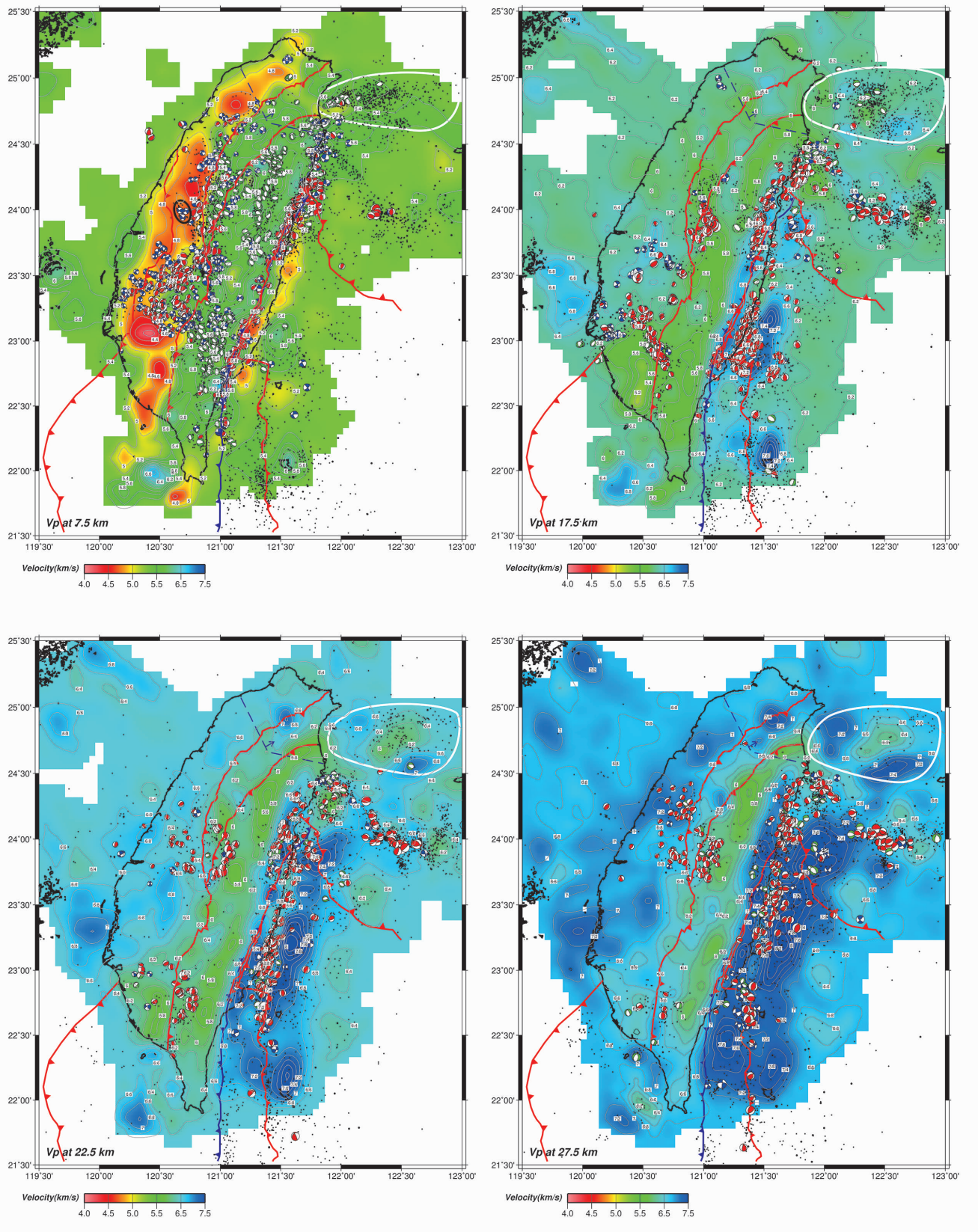


圖 4–159、沖繩海槽地震帶 (白線) 的地震深度 <25 公里。

4.6.5 山腳斷層地震帶

90 萬年前，臺灣北部由造山擠壓反轉為地殼伸張環境，原來西部麓山帶的逆斷層轉換為正斷層活動。新莊（逆）斷層轉為山腳（正）斷層，斷層跡位在林口台地與台北盆地的交會處（圖 4–148）。台北盆地就位在山腳斷層上盤，由正斷層活動產生的沉陷盆地。晚更新世以來，台北盆地的長期沉降速率 1~1.2 mm/yr（陳文山等，2008b）。

山腳斷層跡從迴龍朝東北延伸，經新莊、五股、蘆洲、關渡、北投、大屯山，沿北磺溪至金山盆地北側的中角出海，朝東北方延伸經彭佳嶼南側海域，斷層在陸域長度 35 公里，海域全長至少 80 公里（圖 3–7）。1990~2020 年觀測期間，此斷層發生 1176 起地震，皆 <M_L 3.0，僅 1 起 M_L 4.2 地震（圖 4–160，表二）。此外，山腳斷層地震帶的地震密度非常低，僅 0.14 個 / 公里 ^{3}。

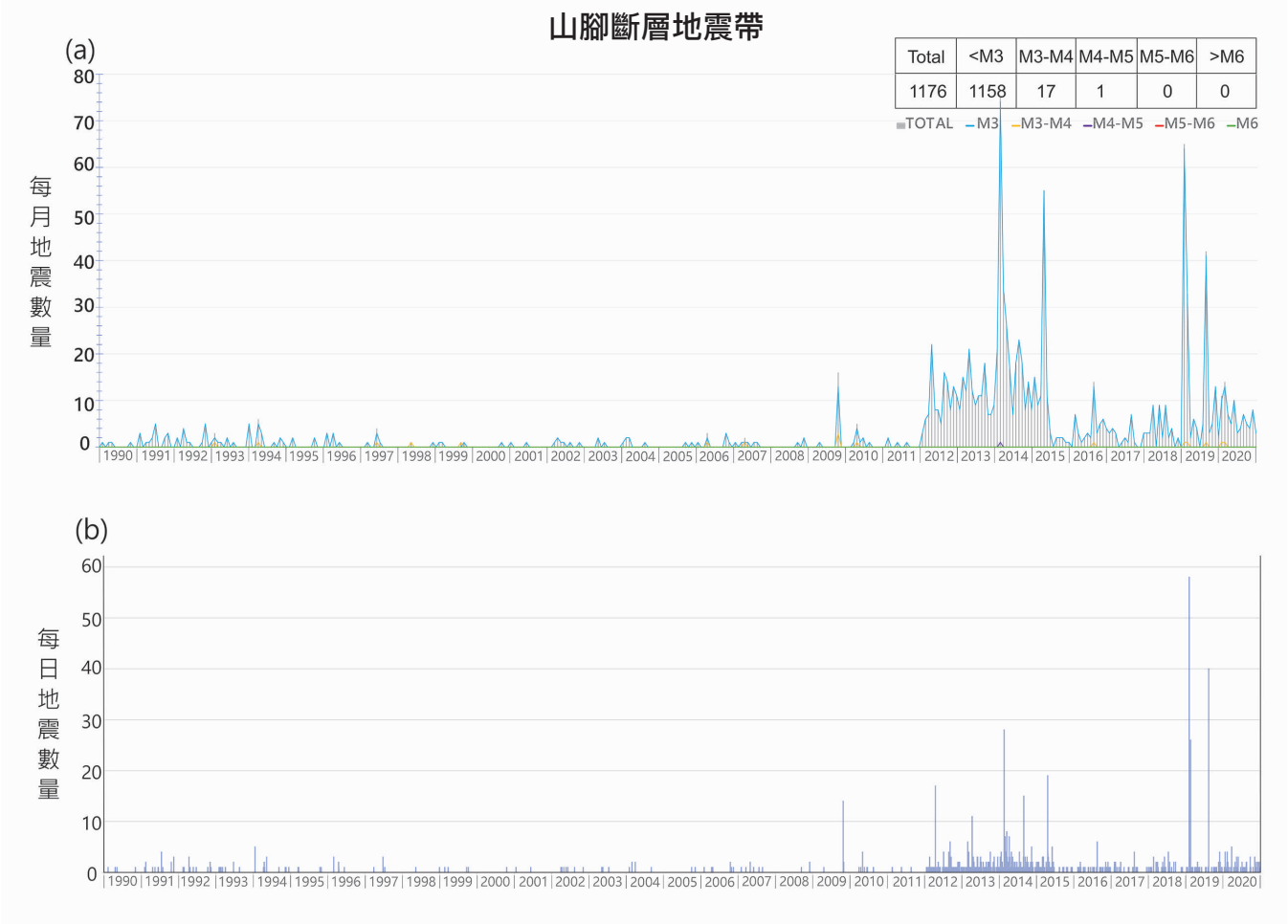


圖 4–160、山腳斷層的地震頻率非常低，每月地震僅數起，皆 <M_L 3.0。於 2012 年以來的地震數量明顯增加原因，是新一代中央氣象署地震觀測網開始運作，即時觀測站的數目超過 170 個，導致地震監測數量大幅增加 1 倍。

4.6.6 桃園台地無震帶

早古近紀，歐亞板塊東緣處於拉張環境，形成一系列東北－西南走向的地塹盆地與地壘高區。觀音高區位於臺灣西北海域，而林口台地與桃園台地原本位在觀音高區東南側的台西盆地（圖 4–7）。始新世至中新世期間，盆地堆積了厚層沉積層。然而，晚期新近紀以來，此區域轉為造山帶前緣的前陸盆地，堆積了大量源自造山山脈的碎屑沉積物。

中更新世，褶皺－逆衝斷層帶的變形前緣（新莊斷層）僅發展到林口與桃園台地東側，台地屬於前陸盆地環境。然而，約 90 萬年前以來，後造山時期的北臺灣轉為拉張環境，一系列北東東走向的正斷層發育在台地以東區域。林口與桃園台地似乎未受到這些構造變動的影響，仍處在穩定的環境，極少發生地震。本研究將此區域稱為桃園台地無震帶，涵蓋山腳斷層以西與湖口斷層以北區域（圖 4–161）。

桃園台地無震帶的地震頻率極低，每月僅發生 0~1 起地震，1990~2020 年觀測期間，此區域僅發生 108 起地震，最大地震為 M_L 4.2（圖 4–162，表二）。

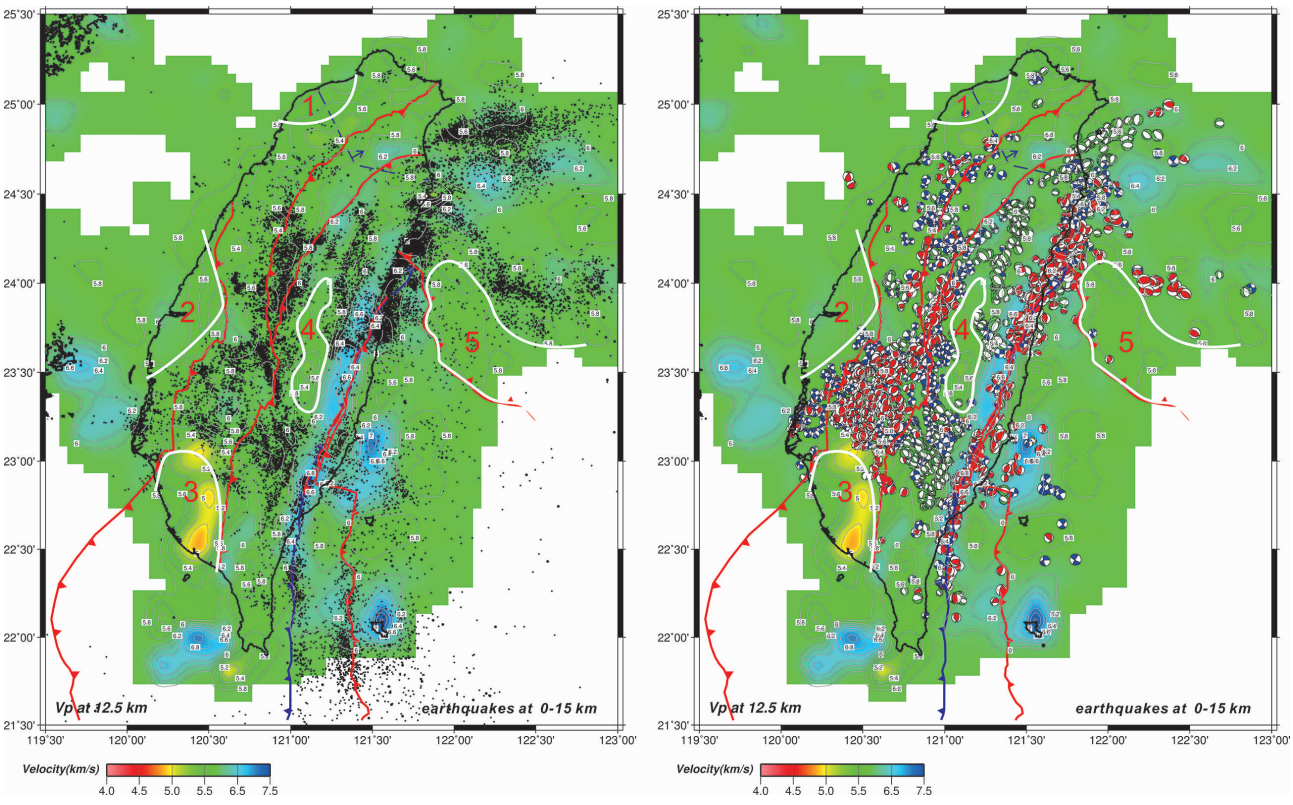


圖 4–161、深度 <15 公里的地震分布，顯示長期以來臺灣有五處沒有或少發生地震區域，1、桃園台地無震帶，2、北港高區無震帶，3、高屏地震帶，4、脊樑山脈中段地震帶，5、琉球隱沒地震帶。



圖 4–162、1990~2020 年地震頻率。桃園台地無震帶的地震頻率極低，每月地震 0~1 起。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.7 馬尼拉隱沒帶

4.7.1 馬尼拉隱沒地震帶

南中國海岩石圈地殼沿馬尼拉海溝朝東隱沒至菲律賓海板塊下，形成了增積岩體（恆春海脊與恆春半島）、弧前盆地（北呂宋海槽）與北呂宋火山弧（綠島 ─ 蘭嶼火山）。南中國海岩石圈地殼在北呂宋海槽底下逐漸變陡，朝東伸入到綠島 ─ 蘭嶼火山弧底下（圖 4–163）。原先的北呂宋海槽屬於弧前盆地（forearc basin），隨著菲律賓海板塊逆時鐘旋轉朝西北移動時，板塊聚合作用導致火山弧停止活動，弧前盆地也轉變為前淵盆地，大量堆積來自造山山脈的沉積物，大地構造環境由隱沒轉為碰撞作用。中更新世以來，北呂宋海槽一直處在隱沒與碰撞的轉換帶（圖 4–164）。

從地震分布及機制分析，馬尼拉海溝至北呂宋海槽之間的增積岩體（恆春海脊），於觀測期間極少發生地震，這種特性與琉球增積岩體地震帶非常相似，呈現幾乎無地震現象，表示增積岩體與隱沒板塊界面呈現鎖定狀態，然而此界面卻是發生巨大地震的潛勢區域。

此外，從北呂宋海槽至綠島－蘭嶼火山弧底下，存在朝東傾斜約 60°的地震帶；臺東市（北緯 22° 45`N）以南可以明顯觀察到此朝東傾斜的地震帶（Tsai, 1986; Ustaszewski et al., 2010）。歷史紀錄有三起較大的地震，分別為 1935/09/04 綠島地震 M_L 7.0，震源深度 110 公里；1936/08/22 恆春東方地震 M_L 7.0，震源深度 55 公里；以及 1959/08/15 恆春地震 M_L 6.1，震源深度 119 公里（**表一**，**圖 4–128**）。

北呂宋海槽底下在深度 8~20 公里處存在一 Vp 與 Vs 異常擾動值為正值且低 Vp/Vs 值的高速層，推測是殘留的弧前盆地地殼（**圖 4–144**，**圖 4–145**，**圖 4–165**）。綠島－蘭嶼火山弧約 120 萬年前終止岩漿活動，然而火山弧底下仍有隱沒產生的地震活動，深度達 150 公里。由於東側沒有地震站約制，定位誤差較大，速度構造解析度相對不夠準確。

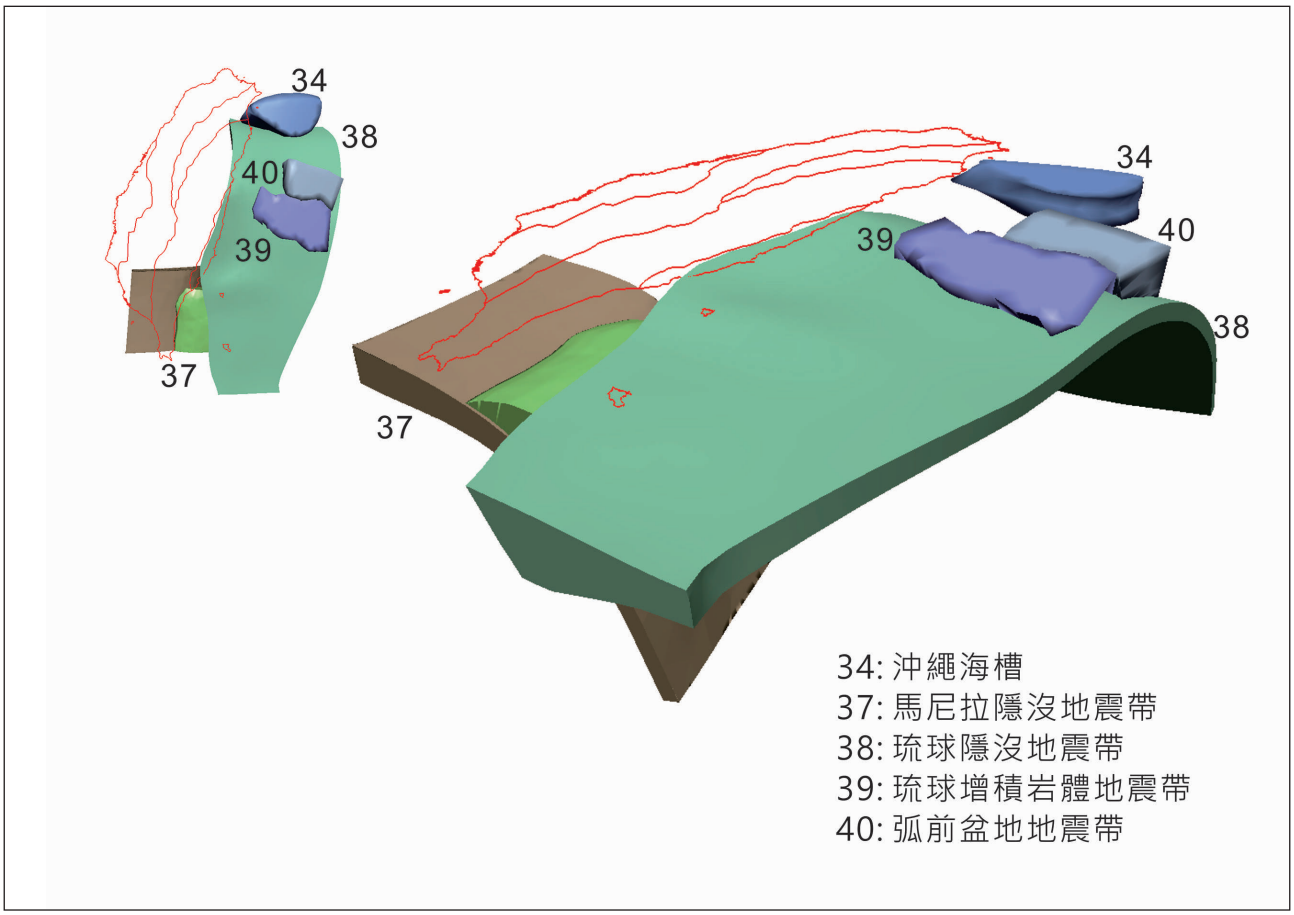


圖 4–163、馬尼拉隱沒地震帶與琉球隱沒地震帶，以及琉球隱沒帶的琉球增積岩體地震帶、弧前盆地地震帶與沖繩海槽地震帶。

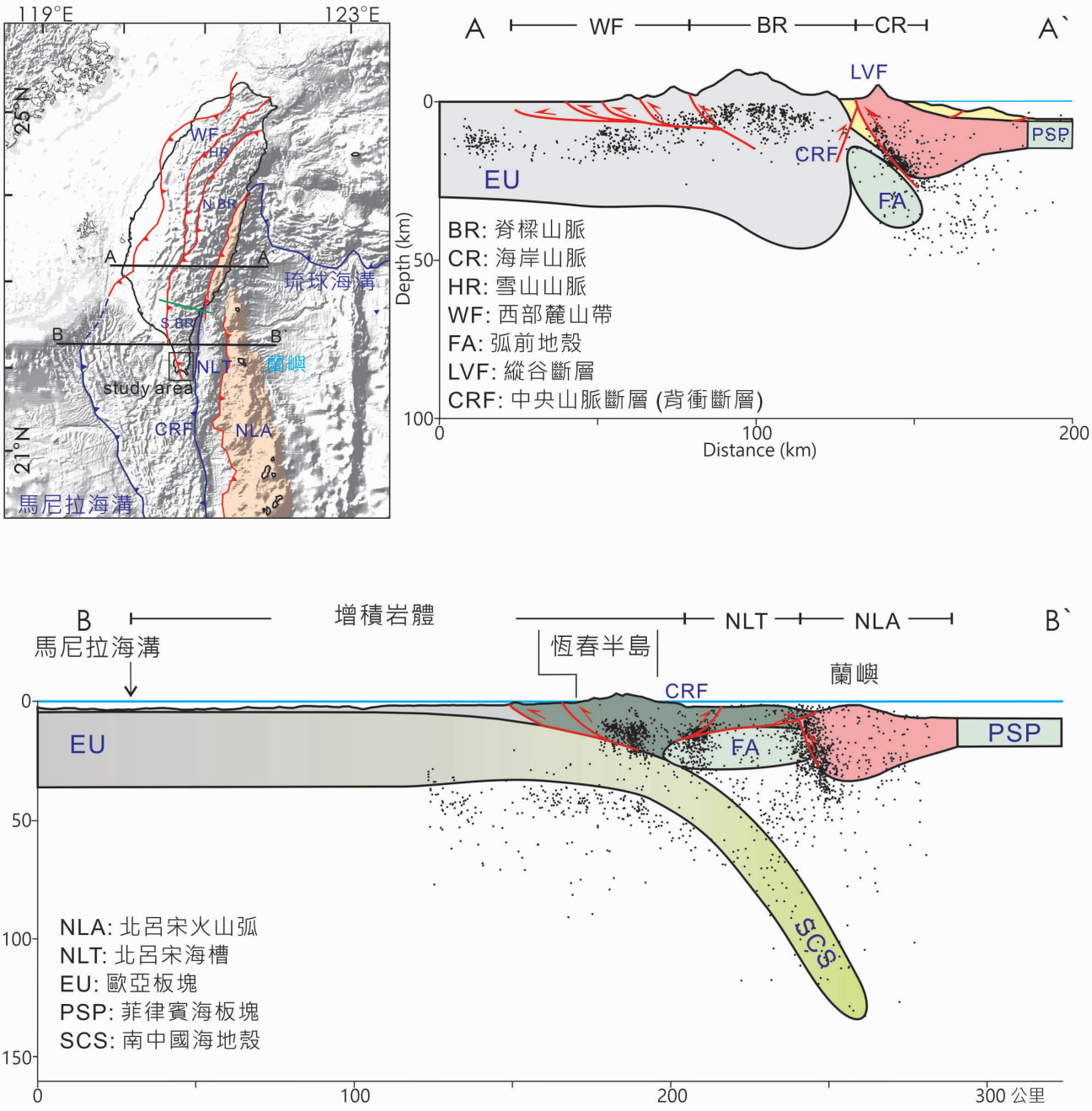


圖 4–164、脊樑山脈南段 (恆春半島) 位於碰撞與隱沒的轉換帶，朝東隱沒的南中國海岩石圈地殼還存在北呂宋火山弧之下。

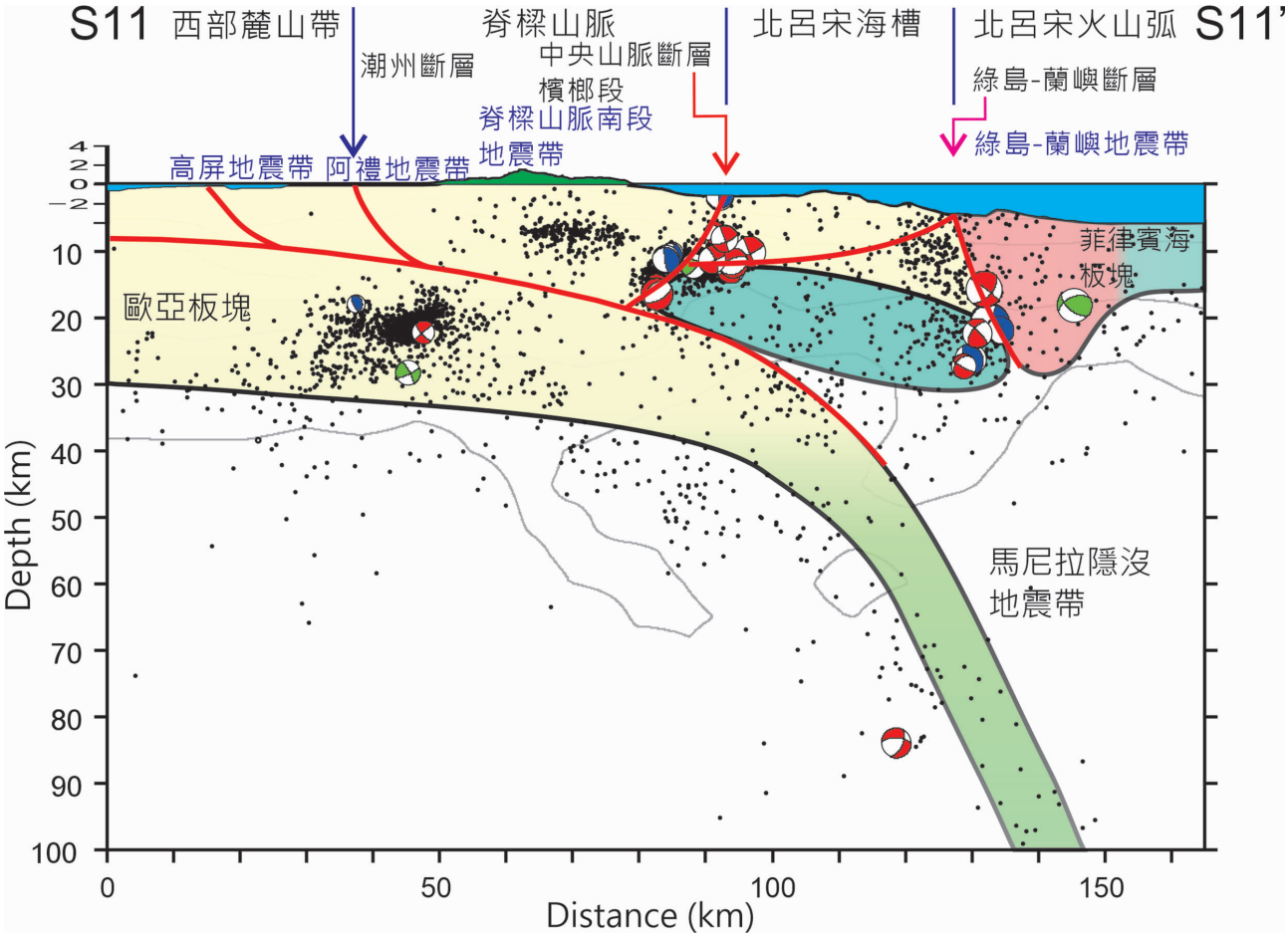


圖 4–165、北呂宋海槽兩側呈現兩個反向的逆斷層，中央山脈斷層與綠島 — 蘭嶼斷層。馬尼拉隱沒地震帶朝東傾斜約 60°，地震深度達 150 公里。

4.8 琉球隱沒帶

沖繩海槽是從歐亞板塊分裂出來的邊緣海（弧後盆地），分離的大陸地殼成為琉球群島的基盤，接近臺灣的与那國島、西表島、石垣島、宮古島都出露與脊梁山脈相同的中生代大南澳片岩（然而不整合上覆的新生代岩層未產生變質作用）。從地質與地殼速度構造來看，南北地質剖面的地體構造單元包括琉球海溝、增積岩體、弧前盆地（和平、南澳盆地）、沖繩海槽、龜山島火山至弧後拉張盆地（台北盆地與東北海域的半地塹盆地；圖 3–17，圖 3–18，圖 4–163）。

根據地質構造與地震分布深度將琉球隱沒帶（界面）分為三個區塊；1. 海溝至弧前盆地之間的增積岩體與隱沒菲律賓海板塊的界面，地震深度 <20 公里，稱琉球增積岩體地震帶；2. 弧前盆地的下部地殼（歐亞板塊）與隱沒板塊的界面，地震深度 20~40 公里，稱弧前盆地地震帶；3. 上部地函與隱沒板塊的界面，地震深度 >40 公里，稱琉球隱沒地震帶（圖 3–18）。

4.8.1 琉球隱沒地震帶

菲律賓海板塊沿著琉球海溝朝北隱沒至歐亞板塊下（Suppe, 1984; Wu et al., 1997），在東北海域形成的地質構造單元，包括增積岩體（Lallemand et al., 1997, 1999, 2013; Font and Lallemand, 2009; Klingelhoefer et al., 2012; Hsu et al., 2013）、弧前盆地、火山弧（Lin et al., 2004, 2007）、沖繩海槽張裂帶（Kao, 1998; Kao et al., 1998; Kubo and Fukuyama, 2003; Sibuet and Hsu, 2004; Wu Y.M. et al., 2008; Wu et al., 2010; Huang et al., 2012）以及琉球隱沒帶（Rau and Wu, 1995; Chemenda et al., 1997; Kao, 1998; Kao and Rau, 1999; Font et al., 1999; Kao and Jian, 2001; Lin et al., 2004; Chou et al., 2006; Wu Y.M. et al., 2008, 2009; Wu F.T. et al., 2009; Theunissen et al., 2012; Klingelhoefer et al., 2012; Lallemand et al., 2013; Chen et al., 2013; Huang et al., 2014；**圖 4–163**，**圖 4–166**，**圖 4–167**）。此外，菲律賓海板塊的西緣伸入至北段脊樑山脈東翼底下，產生碰撞擠壓，導致脊樑山脈的拱起（Huang et al., 2012; Theunissen et al., 2012; Lallemand et al., 2013; Harm et al., 2016；陳文山等，2017）。

垂直海溝走向的 Vp 速度構造與地震分布，顯示深度 >50 公里的地函中由菲律賓海板塊形成朝北傾斜的隱沒地震帶（**圖 4–167**）。隱沒板塊與大陸地殼的界面在深度 40~50 公里呈朝北傾斜 26~30°，深度 70 公里以下，朝北傾斜約 60°。此外，隱沒板塊往北逐漸變深，至大屯火山群底下，深度達到 150 公里（陳文山等，2017；**圖 4–167**）。

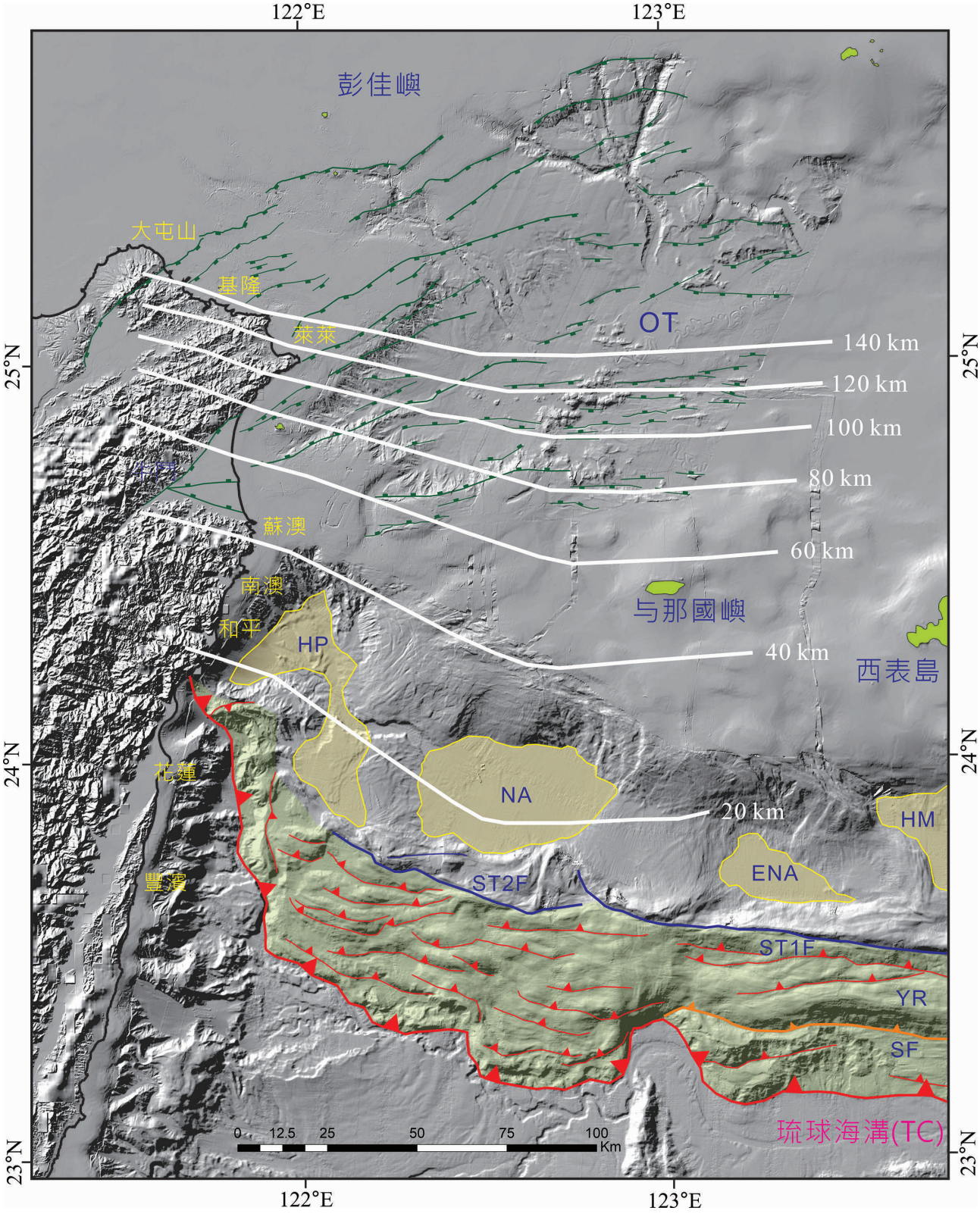


圖 4–166、臺灣東北海域琉球海溝（TC）、琉球增積岩體（淺綠色）、弧前盆地（HP、NA、ENA、HM；淺黃色）與沖繩海槽（OT）。白線為菲律賓海板塊隱沒帶上部界面的等深線。SF 分歧逆斷層（橘線）、YR 八重山海脊；HP 和平海盆、NA 南澳海盆、ENA 東南澳海盆、HM 波照間海盆。ST1F、ST2F 逆移兼橫移斷層（藍線）為分隔增積岩體與弧前盆地的界限。

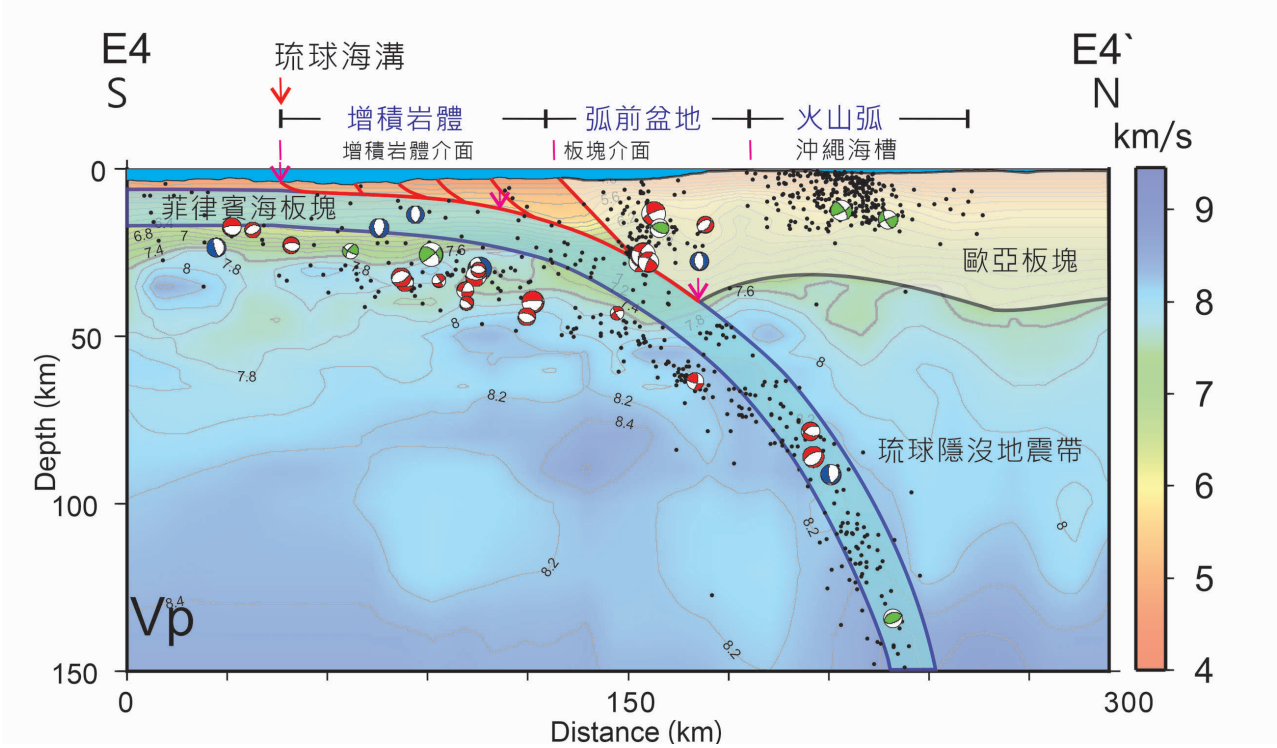


圖 4–167、東部海域的南北剖面，琉球海溝、增積岩體、弧前盆地與火山弧。

由隱沒產生的地震大多發生在高速層（海洋地殼），地震帶寬度約 20 公里。先前研究認為隱沒地震帶分上下兩層，稱雙地震隱沒帶（圖 4–167，圖 4–168；double seismic zone; Kao and Rau, 1999; Chou et al., 2006; Wu Y.M. et al., 2009; Huang et al., 2014; Chin et al., 2016）。環太平洋隱沒帶也呈現雙地震帶結構，但成因有不同的解釋（Engdahl and Scholz, 1977; Fujita and Kanamori, 1981; Meade and Jeanloz, 1991; Peacock, 2001）。琉球雙地震隱沒帶的成因可能與菲律賓海板塊的斜向隱沒有直接關聯（Kao and Rau, 1999; Chou et al., 2006; Wu Y.M. et al., 2009）。

此地震帶震源機制以逆移作用形式為主，最大主應力呈南北向是與菲律賓海板塊隱沒方向有關，若呈東西向可能與斜向隱沒有關（Kao and Rau, 1999）。當菲律賓海板塊隱沒深度 >40 公里時，其上界面與上覆的歐亞板塊產生剪切作用，地震多呈現逆移形式，然而此界面曾經發生多起 M_L 7.0~7.5 地震（圖 4–168，圖 4–169；Kao, 1998; Theunissen et al., 2010）；高弘等（Kao et al., 1999）稱為界面地震帶。

菲律賓海板塊西側延伸至脊樑山脈（歐亞板塊）底下，然後朝北隱沒至大屯火山群，於地函深度 50~150 公里存在一朝北傾斜的地震帶（圖 4–166，圖 4–170）。1909/04/15 臺北地震 M_L 7.0，震央位在台北盆地西北側，震源深度約 72 公里，屬於琉球隱沒地震帶（Hsu, 1971; Wang et al., 2011）（表一，圖 4–171）。另一看法認為震央位於大屯火山北側，震源深度為 80 公里，屬於板塊內部地震（Kanamori et al., 2012）。琉球隱沒地震帶經常發生 >M_L 7.0 地震，由於震央位在東北海域，地震深度通常達到 >100 公里（圖 4–168，圖 4–169）。因此，在台北盆地的地震震度較小，相較不引人注意。

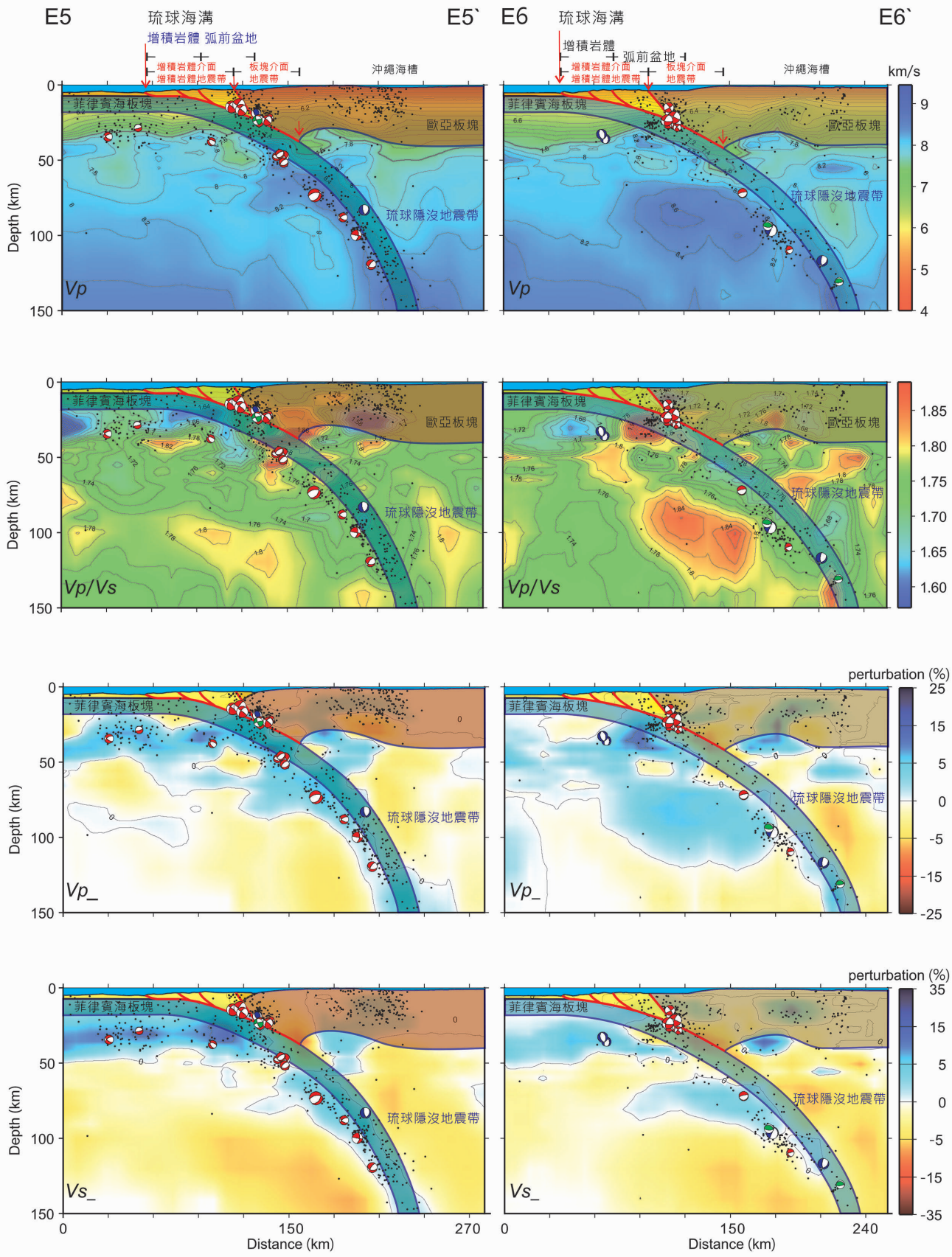


圖 4–168、菲律賓海板塊朝北隱沒，在臺灣東北側海域形成海溝、增積岩體、弧前盆地與沖繩海槽中的火山弧。震間時期的增積岩體構造區呈現無震狀態，稱琉球增積岩體地震帶（E5 與 E6 剖面）。剖面位置見圖 3–4。

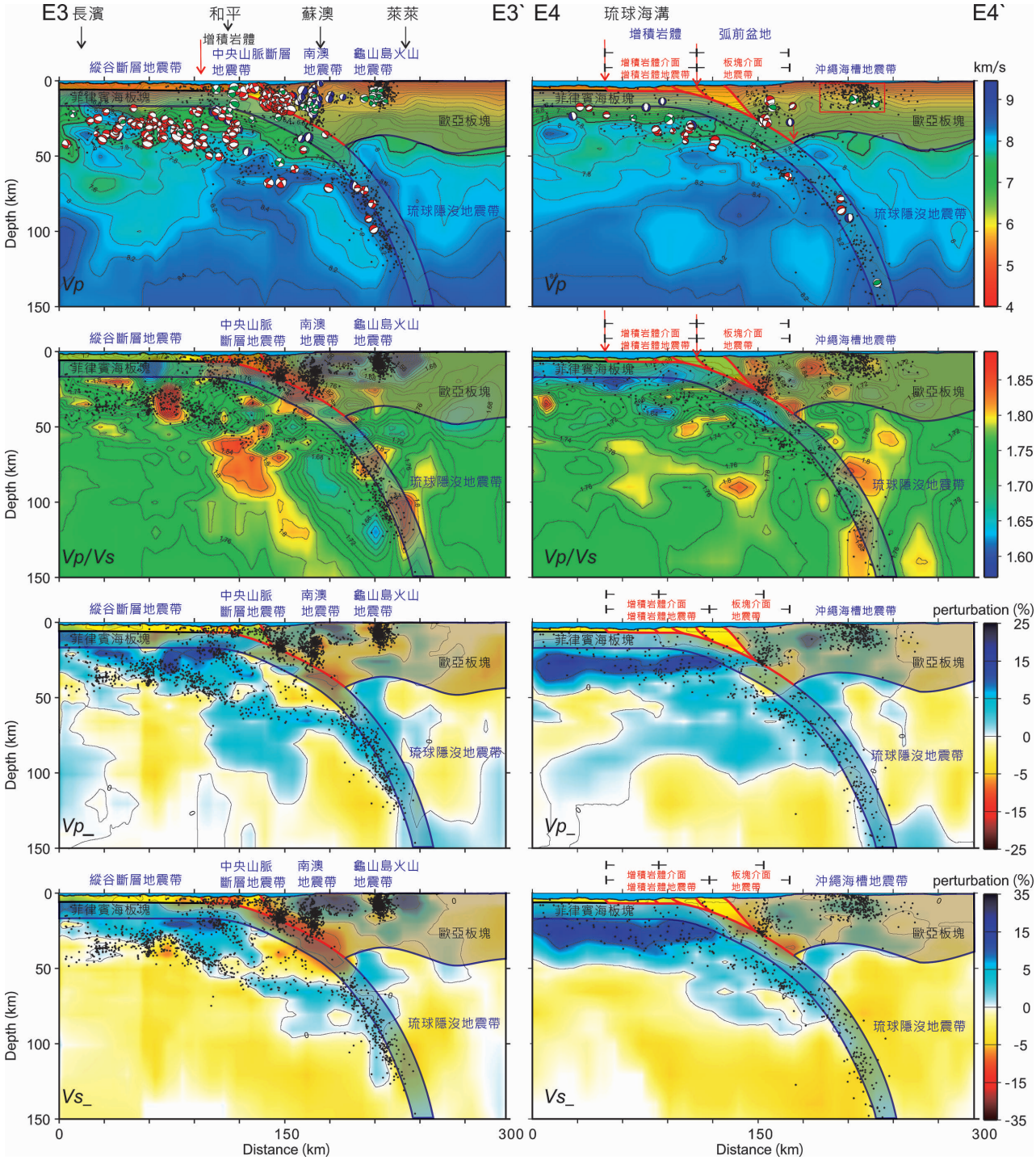


圖 4–169、震間時期的增積岩體構造區呈現無震狀態（E4 剖面），但其下側的板塊界面經常發生地震。剖面位置見圖 3–4。

4.8.2 琉球增積岩體地震

增積岩體地震帶，地震深度 <20 公里，稱琉球增積岩體地震帶（圖 4–163）。從 1990~2020 年的地震紀錄顯示與其它地區增積岩體呈現同樣在震間時期極少發生地震，其與隱沒板塊界面呈現鎖定狀態。值得注意的是，儘管地震頻率低，卻是發生巨大地震的潛勢區域，並會誘發大海嘯（圖 4–166，圖 4–168，圖 4–169）。之前針對隱沒帶的研究還發現具

有一些特殊的地震特性，包括(a)地震頻率非常低；(b)地震深度淺，位在增積岩體與隱沒板塊界面；(c)震源機制屬於逆移作用形式；(d)產生超低頻地震與慢地震(very low-frequency earthquake，slow slip earthquake; Dragert et al., 2001; Miller et al., 2002; Obara, 2002; Obara et al., 2004; Ito and Obara, 2006; Ide et al., 2007; Scholz and Campos, 2012; Nakajima and Akira, 2016; Arai et al., 2016; Audet and Kim, 2016)。儘管臺灣東部海域尚未針對超低頻地震與慢地震進行監測，但長期沒有發生地震卻是事實。況且，東側日本宮古島海域的增積岩體研究已證實是一潛在發生大地震與引發海嘯的環境(Heki and Kataoka, 2008; Ando et al., 2012; Arai et al., 2016)。

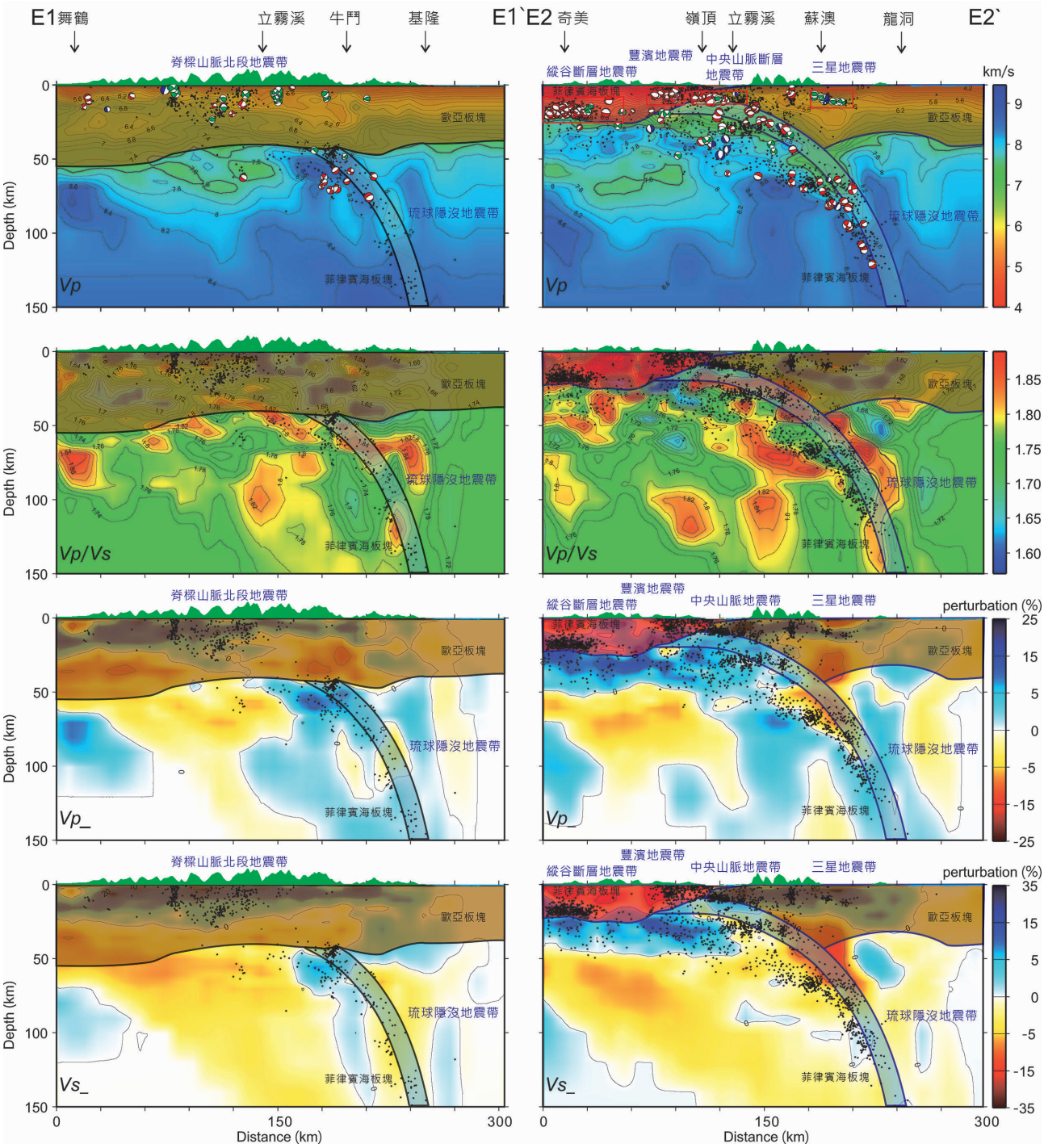


圖 4–170、菲律賓海板塊隱沒至脊梁山脈北段之下，並延伸至大屯火山群底下。剖面位置見圖 3–4。

琉球增積岩體地震帶發生地震的頻率極低，平均每年僅數起地震，30 年的觀測期間僅發生 16 起 M_L 4.0~5.0 地震，但未曾發生 >M_L 5.0 地震（圖 4–172，表二），顯示隱沒帶界面（深度 <20 公里）呈現鎖定狀態。

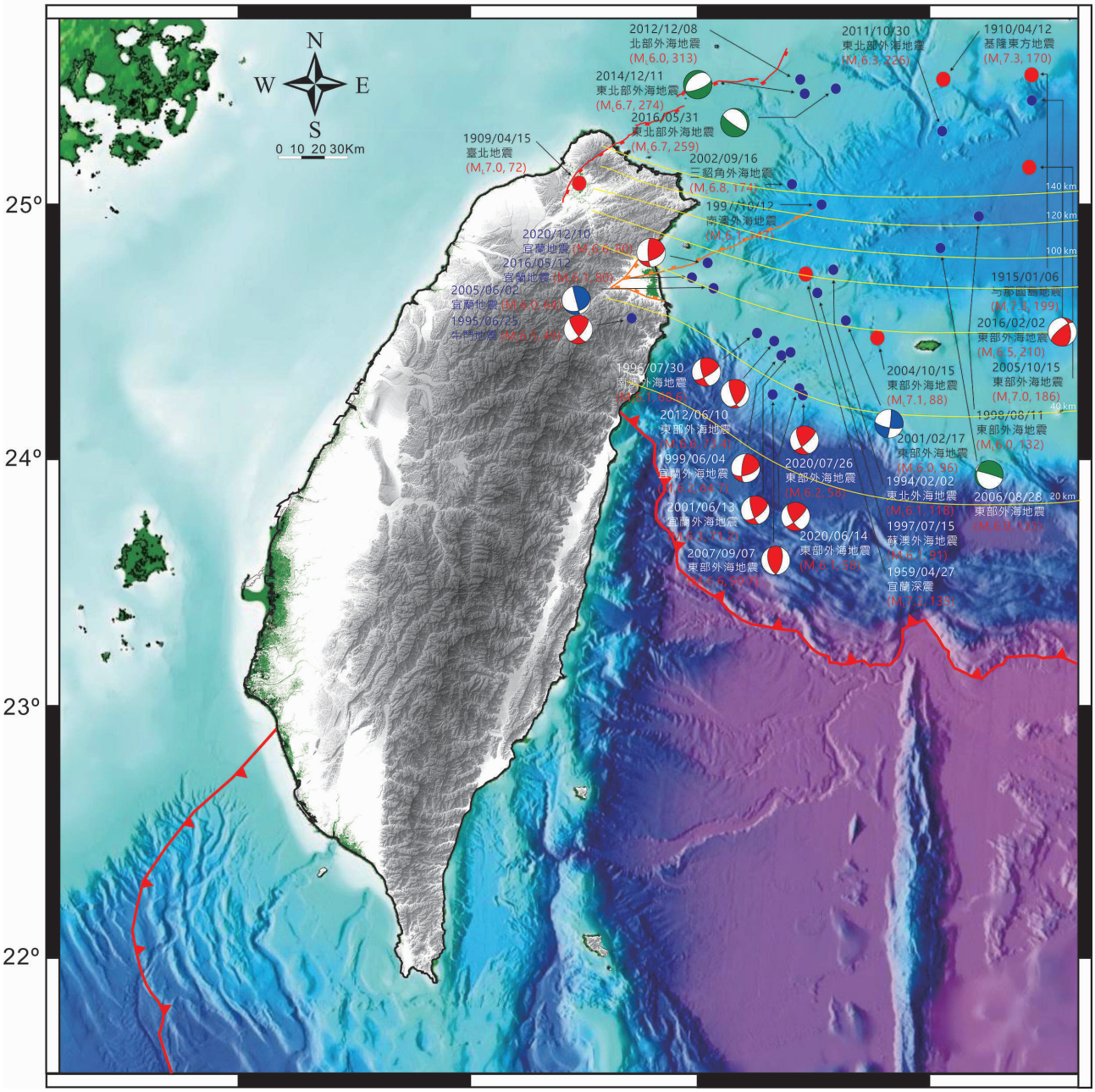


圖 4–171、1900 年以來，琉球隱沒地震帶的 >M_L 6.0 地震分布。依據大部分地震深度來界定菲律賓海板塊隱沒帶上部界面的等深線（黃線）。藍色圓圈為地震 M_L 6.0~7.0，紅色圓圈為地震 >M_L 7.0。

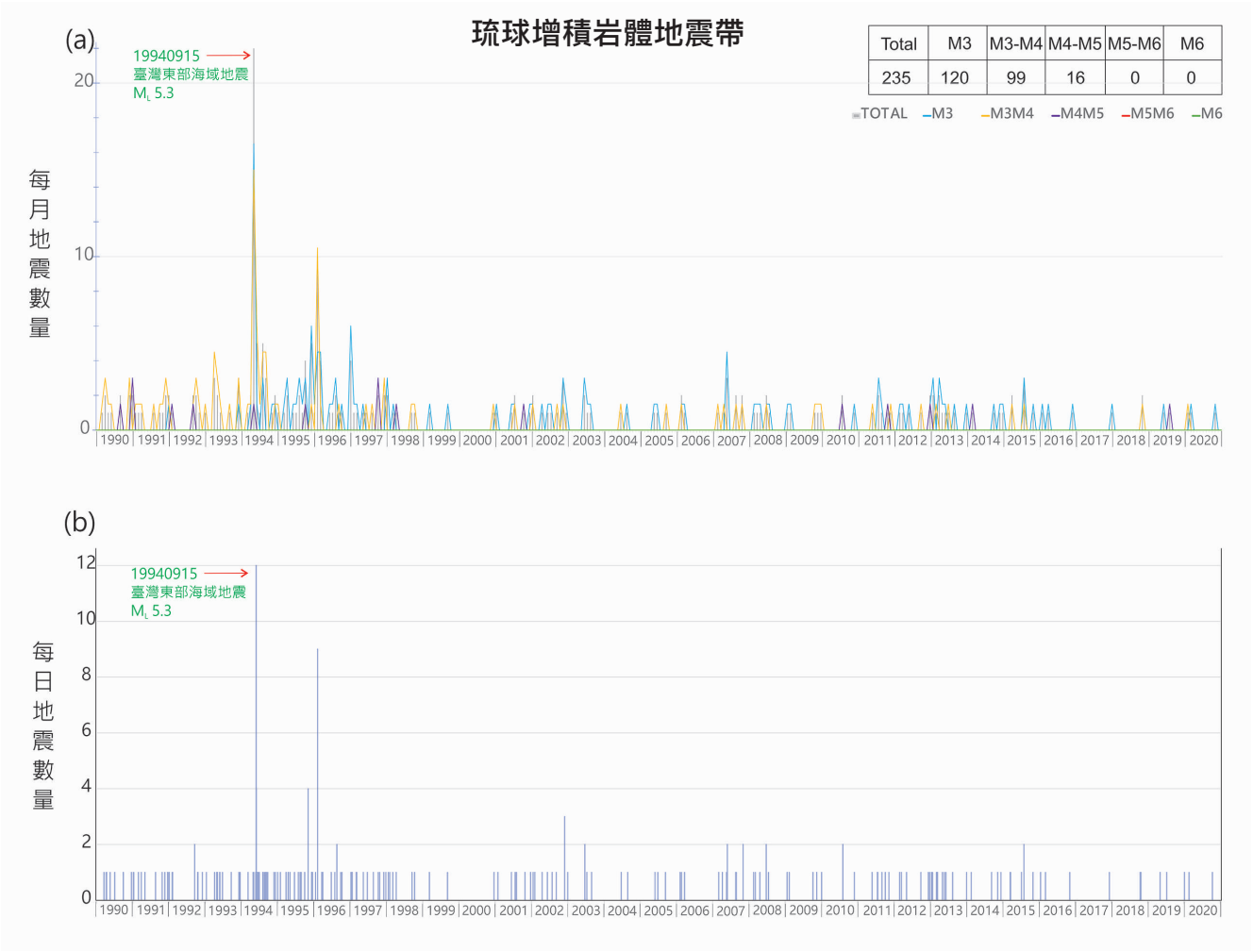


圖 4–172、1990 年以來，琉球增積岩體地震帶的地震頻率較低，未曾有 >M_L 5.0 地震，顯示淺層隱沒帶界面呈現鎖定狀態。

4.8.3 弧前盆地地震帶

弧前盆地位於增積岩體北側，兩者之間由一橫移斷層分隔（ST1F、ST2F，圖 4–166）（transcurrent or tear fault; Lallemand et al., 1997, 1999; Font and Lallemand, 2009）。這地震帶位在菲律賓海板塊向北隱沒與歐亞板塊接觸的界面，以及地殼內（歐亞板塊）的地震（圖 4–163），界面地震與隱沒有關，深度 20~40 公里，而地殼內的地震與板塊擠壓有關（ST1F、ST2F），震源機制爲逆移作用的形式（圖 3–18，圖 3–4.33）。

值得注意是，弧前盆地地震帶的地震頻率相對較低，平均每年約 100 起地震，但卻是臺灣發生 >M_L 5.0 地震頻率最高的地震帶，1990~2020 年以來，共發生 48 起。此外，>M_L 6.0 地震有 7 起，也是臺灣發生大地震（M_L 6.0~7.0）頻率最高的地震帶（圖 4–173；表二）。這高頻率的地震活動與處在兩板塊的隱沒帶界面的擠壓作用有關（圖 3–18）

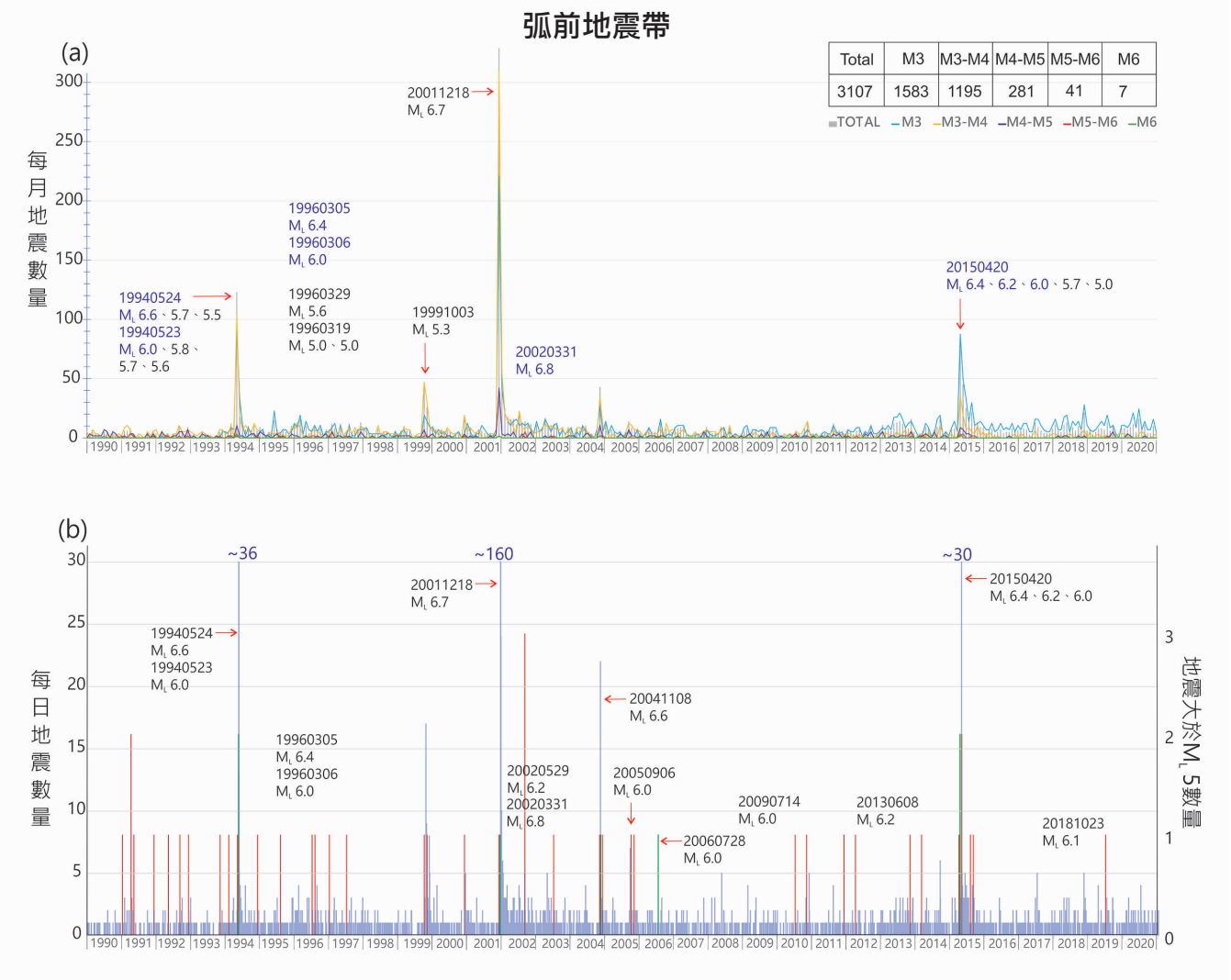


圖 4–173、1990~2020 年地震頻率。弧前盆地地震帶的頻率較低，但相對中大規模地震（>M_L 5.0）的數量非常高，共 48 起。