

國立臺灣大學理學院地質科學研究所

碩士論文

Department of Geosciences

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis

接收函數層析臺灣區域底下深部隱沒的歐亞板塊

Receiver Function Imaging of Deep Penetration of the  
Eurasian Slab in the Mantle Transition Zone beneath

Taiwan

劉昀姍

Yun-Shan Liu

指導教授：洪淑蕙 博士

Advisor: Shu-Huei Hung, Ph.D.

中華民國九十九年六月

June, 2010

國立臺灣大學碩士學位論文  
口試委員會審定書

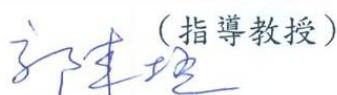
接收函數層析臺灣區域底下深部隱沒的歐亞板塊  
Receiver Function Imaging of Deep Penetration of the  
Eurasian Slab in the Mantle Transition Zone beneath  
Taiwan.

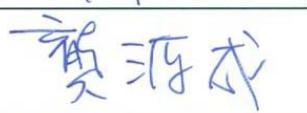
本論文係劉昀姍君 (R96224204) 在國立臺灣大學地質  
科學系、所完成之碩士學位論文，於民國 99 年 06 月 03  
日承下列考試委員審查通過及口試及格，特此證明

口試委員：

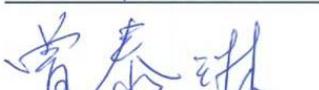


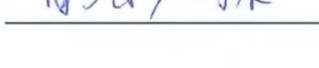
(簽名)

  
(指導教授)

  
許東坡

  
黃源成

  
喬漢平

  
曾春琳

## 摘要

臺灣位在歐亞大陸板塊邊緣，菲律賓海板塊朝西北斜向碰撞歐亞大陸板塊，使臺灣處在兩隱沒板塊系統相接處：一為東北部花蓮外海菲律賓海板塊往北隱沒至歐亞板塊下方；另一為東南部以花東縱谷為界，歐亞大陸板塊往東隱沒至菲律賓海板塊下方。關於歐亞板塊隱沒系統是否往北延伸至臺灣中部底下，以及岩石圈是否隱沒至深部上地幔與臺灣地區的地體構造演化成因有密切關係，然而因缺乏 400 公里以下的深部地震和高解析度的三維地幔速度層析成像模型，至今對於解答該問題仍多所爭論。

根據礦物物理實驗研究以及地震波分析，410 和 660 公里處所出現的震波速度和密度不連續變化與上部地幔的主要組成礦物 olivine 的相變有關，兩不連續面之間稱為地幔過渡帶的厚度會受到溫度改變而影響相變發生的壓力或深度。當板塊隱沒至過渡帶時，因溫度較周圍地幔冷，使 410 和 660 公里處的相變深度會分別變淺和加深，造成地幔過渡帶變厚。另外，若地幔過渡帶含水量高亦會造成 410 公里不連續面變淺、相變帶變寬的現象。因此透過接收函數解析地幔過渡帶厚度的側向變化將有助於了解臺灣底下冷隱沒板塊在地幔過渡帶的分布情形。本研究利用 1996 至 2008 年間臺灣寬頻地震網所紀錄到的遠震 P 波的尾波訊號計算得到接收函數，再利用共同點疊加法加強於 410 和 660 公里處由 P 波轉換成 S 波的轉換波 Pds 訊號，根據量測到的轉換波相對 P 的到時，得到 410 和 660 公里不連續面深度以及地幔過渡帶厚度側向起伏變化，進而根據實驗所得到的相變溫度和壓力(即深度)關係，推論臺灣底下地幔過渡帶的溫度異常，得知歐亞板塊在臺灣地區下方延伸和分布情形。

研究結果顯示，臺灣下方過渡帶厚度大於全球平均厚度 250 公里，溫度低於全球平均值。而臺灣南部的歐亞板塊隱沒系統可往北延伸至北緯  $23.5^{\circ}$  的位置，且隱沒深度達到 410 公里不連續面以下，但並無往下延伸至上部地幔底部。南中國海海洋岩石圈往東沿著馬尼拉海溝隱沒至菲律賓海板塊下方時，將板塊內部含

水礦物帶到 410 公里不連續面附近的深度，同時因脫水作用使隱沒板塊上覆地慢楔含水量升高，造成臺灣南部  $22^{\circ}\text{N}$  以南地區 410-不連續面有顯著抬升及相變帶寬度增加的情形，同時  $22.5^{\circ}\text{N}$  附近區域的 660 公里不連續面有往下變深的趨勢，証實板塊隱沒深度達 660 公里。除此之外，南中國海海洋岩石圈堆積停留在地幔過渡帶底部的岩石圈地塊，可能造成臺灣及鄰近臺灣海峽下方 660 公里不連續面溫度偏低。

關鍵字：接收函數、轉換波 Pds、410 公里不連續面、660 公里不連續面、地幔過渡帶、南中國海海洋岩石圈、歐亞板塊、菲律賓海板塊



## Abstract

Taiwan is located in the convergent plate boundary zone where the Philippine Sea plate has obliquely collided on the Asian continental margin. Two subduction zone systems of opposite polarity are juxtaposed under the central Taiwan: to the northeast the Philippine Sea plate (PSP) is obliquely underthrusting beneath the Eurasian plate (EP), and to the south the EP is subducting eastward beneath the PSP. To the further south of 22°N, it transforms to an ocean-ocean subduction zone where the South China Sea (SCS) oceanic lithosphere, part of the EP, is subducting eastward along the Manila trench beneath the PSP. One of the key questions closely related to the dynamic evolution of the Taiwan subduction-collision zone is whether the subduction of the aseismic Eurasian lithosphere takes place beneath the central Taiwan. If it does, to what depth has the subducted slab penetrated? Numerous tectonic models have been proposed to either support or go against the existence of the Eurasian lithosphere beneath central Taiwan. Because of the lack of deep earthquakes and high-resolution tomographic images of deep structure beneath Taiwan, the debate still remains unresolved.

It has been known that a sequence of phase transformations of olivine, the major mineral constituent in the upper mantle, primarily cause seismic velocity and density jumps at depths near 410 and 660 km. A decrease in temperature induced by a subducted slab would shoal and depress the boundaries of the phase transformations at the 410- and 660-km seismic discontinuity, respectively; thus increasing the thickness of the mantle transition zone (MTZ). Likewise, the water would raise and broaden the phase transition zone near 410 km depth.

In order to decipher the long-term debate on the depth extent of slab penetration beneath Taiwan, we conduct a receiver function analysis to map the lateral variation of

topography on the 410- and 660-km discontinuities and further investigate the cold temperature and enriched water linked to the distribution of the subducted EP and SCS slab in the MTZ. The data are obtained from teleseismic P wave coda recorded by the broadband stations across Taiwan and adjacent offshore islands during 1996-2008. A common conversion point (CCP) stacking technique is employed to enhance the signals of Pds, a P-to-S conversion at the depth  $d$ . The differential (P410s-P) and (P660s-P) travel time residuals provide a means to delineate the phase boundaries associated with the 410- and 660-km discontinuities.

Overall the MTZ beneath Taiwan region is thicker than the global average of 250 km, so as the temperature is lower. In the south of Taiwan, the eastwardly-subducted EP is found to extend northward to 23.5°N, where the slab penetrates at least to 410 km depth but does not reach the base of the upper mantle. In the south of 22°N, the stacked receiver functions to the east of 121°E reveal the earlier P410s arrivals with broad and multi-peak pulses, whereas the P660s phase to the west of 121°E clearly arrives relatively late. While the water retained atop the 410-km discontinuity could result in the much elevated and broadening phase transition zone, analogous to those observed in the receiver functions, the subducted SCS slab may have carried hydrous minerals to great depths and released water into the overlying mantle wedge through the breakdown of these minerals. In addition, the remnants of cold subducted materials accumulated at the bottom of the MTZ may lower the temperature which causes the depressed 660-km discontinuity beneath the Taiwan and Taiwan Strait region.

Keywords: receiver function; Pds conversion; 410-km discontinuity; 660-km discontinuity; mantle transition zone; South China Sea oceanic lithosphere; Eurasian plate; Philippine Sea plate

# 目錄

口試委員審定書 .....	i
摘要 .....	ii
Abstract .....	iv
目錄 .....	vi
圖目錄 .....	viii
第一章 緒論 .....	1
1.1 研究區域背景 .....	1
1.2 前人研究 .....	5
1.3 研究動機與目的 .....	7
第二章 理論基礎 .....	9
2.1 地幔過渡帶 .....	9
2.1.1 地幔過渡帶的厚度變化 .....	11
2.2 Pds 轉換波相 .....	18
2.2.1 Pds 走時差推論溫度異常 .....	19
2.3 接收函數 (Receiver Function) .....	21
第三章 地震資料 .....	24
3.1 資料處裡 .....	26
3.2 資料挑選與整理 .....	26
第四章 資料分析方法 .....	28
4.1 時間序列修正 .....	28
4.1.1 構造異質性修正 (Heterogeneity correction) .....	29
4.1.2 波線參數修正 (Move out correction) .....	31
4.2 共同點多次方疊加 .....	32
4.3 Pds 走時測量 .....	35

4.4 誤差分析 .....	36
第五章 研究結果 .....	37
5.1 接收函數疊加結果 .....	37
5.2 不連續面深度的側向變化 .....	40
5.3 地慢過渡帶溫度異常 .....	46
第六章 討論 .....	48
6.1 410-公里不連續面 .....	48
6.1.1 北緯 $23.5^{\circ}$ 至 $24^{\circ}$ 間的側向變化 .....	48
6.1.2 北緯 $22^{\circ}$ 以南不連續面的側向變化 .....	52
6.2 660-公里不連續面 .....	56
6.3 不連續面間的訊號 .....	58
第七章 結論 .....	59
參考文獻 .....	61
附錄 A .....	67
附錄 B .....	71

## 圖 目 錄

圖 1-1 .....	3
圖 1-2 .....	4
圖 1-3 .....	6
圖 2-1 .....	10
圖 2-2 .....	12
圖 2-3 .....	12
圖 2-4 .....	16
圖 2-5 .....	17
圖 2-6 .....	18
圖 2-7 .....	23
圖 3-1 .....	24
圖 3-2 .....	25
圖 3-3 .....	27
圖 4-1 .....	29
圖 4-2 .....	33
圖 4-3 .....	34
圖 5-1 .....	38-39
圖 5-2 .....	41
圖 5-3 .....	44
圖 5-4 .....	47
圖 6-1 .....	49
圖 6-2 .....	50
圖 6-3 .....	54
圖 6-4 .....	55



# 第一章 緒論

臺灣位在歐亞大陸邊緣，東側的菲律賓海板塊（Philippine Sea plate）以每年 8 cm/yr 的速率朝西北移動擠壓歐亞板塊（Eurasian plate），使臺灣處在兩個隱沒板塊系統相接處，分別為在東北部花蓮外海菲律賓海板塊往北隱沒至歐亞板塊下方；以及東南部以花東縱谷為界，歐亞板塊往東隱沒至菲律賓海板塊下方。此隱沒系統往南延伸至北緯 22° 轉為一般的海洋板塊隱沒作用，南中國海海洋岩石圈（South China Sea oceanic lithosphere）（註：南中國海海洋岩石圈屬於歐亞大陸板塊的一部分。）沿著馬尼拉海溝（Manila trench）往東隱沒至菲律賓海板塊下方（圖 1-1）。以北的臺灣地區地體構造則同時受到造山運動與隱沒極性方向相反的雙隱沒系統所影響。一般認為呂宋火山島弧（Luzon volcanic arc）隨菲律賓海板塊移動，約在 500 百萬年前撞上亞洲大陸板塊邊緣，此弧陸碰撞持續至今，因擠壓而形成臺灣島上呈南北走向的造山帶，以及強烈的地表變形與地震活動（Chai, 1972; Teng, 1990）。

## 1.1 研究區域背景

臺灣東北部位於琉球隱沒帶（Ryukyu subduction zone）的最西端，從中央氣象局短周期地震觀測網自 1990 年起所觀測定位的地震震源分布（圖 1-2），沿琉球海溝（Ryukyu trench）往北可明顯觀測到此隱沒系統的瓦班氏帶（Wadati-Benioff zone）往下延伸至深度 250 公里左右，而南部南中國海海洋岩石圈隱沒系統上的地震活動帶則一路往北延伸至大約北緯 23° 即消失。由於北緯 23°-24° 之間在深度大於 80 公里以上幾乎沒有地震活動（圖 1-3），因此南部的隱沒系統是否有往北延伸到北緯 23°-24° 之間至今仍然有許多爭議，前人也提出了各種弧-陸、弧-弧碰撞模型解釋臺灣地體構造形成的機制。

薄皮構造理論（thin-skinned tectonics）認為臺灣東部海岸山脈如同推土機一般往西推擠，使大陸邊緣地殼沿著一個主要滑脫面（decollement）滑動（Suppe,

1981; Teng, 1990 )，主要的地殼形變發生在滑脫面以上，通常可在地表觀測到一系列摺皺斷層呈覆瓦狀排列。地殼掘起模型 ( crustal exhumation ) 則認為往下隱沒的歐亞大陸岩石圈其上附較輕的地殼，因受上覆菲律賓海板塊推擠又被往上掘起形成東部中央山脈的一部分 ( Roecker et al., 1987; Lin, 2002 )，其支持的證據包括臺灣東部  $24^{\circ}$  附近區域在淺層 10 公里深度的震波速度模型顯示為一相對高速異常區 ( Lin et al., 1998 )，觀測的熱流值 ( heat flow ) 異常偏高，並且缺乏地震事件 ( Lee and Cheng, 1986; Lin, 2000 )。上述二模型皆支持歐亞大陸板塊在北緯  $23^{\circ}$ - $24^{\circ}$  區域仍有隱沒至菲律賓海板塊下方。另外，也有部分學者利用動力學理論解釋當原本被動式大陸邊緣 ( passive continental margin ) 開始往下隱沒時會受到下方隱沒板塊本身重量的拉力以及密度較輕的大陸地殼浮力的拉扯，當此張力達到臨界會造成板塊斷裂 ( Chai, 1972; Teng et al., 2000 )，因此可用來解釋為何臺灣東部在北緯  $23^{\circ}$ - $24^{\circ}$  會缺乏深部地震事件及火山島弧的原因。Lallemand et al. (2001) 根據 Bijwaard et al. (1998) 提出的全球三維地幔速度模型，認為歐亞板塊是沿著花東縱谷 ( Longitudinal valley ) 由北而南逐漸撕裂。

相反的，弧-弧碰撞理論 ( arc-arc collision ) 中，認為臺灣島是由於呂宋島弧朝西北方移動碰撞琉球島弧而形成 ( Hsu and Sibuet, 1995 )；岩石圈碰撞理論 ( lithospheric collision ) 則由臺灣中部地震帶分布最深達 60 公里深度、全球衛星定位系統 ( GPS, Global Positioning System ) 測量的地表水平位移及應變量、布蓋重力 ( Bouguer Gravity ) 負異常以及震源機制解推得的張力軸方向等資訊，認為菲律賓海板塊碰撞歐亞大陸板塊使地殼增厚 60 公里，並造成強烈的側向擴張，大陸岩石圈地幔亦增厚變重下沉 ( Wu et al., 1997 )。上述二理論皆認為在臺灣中部區域歐亞大陸板塊並沒有往下隱沒至菲律賓海板塊下方。

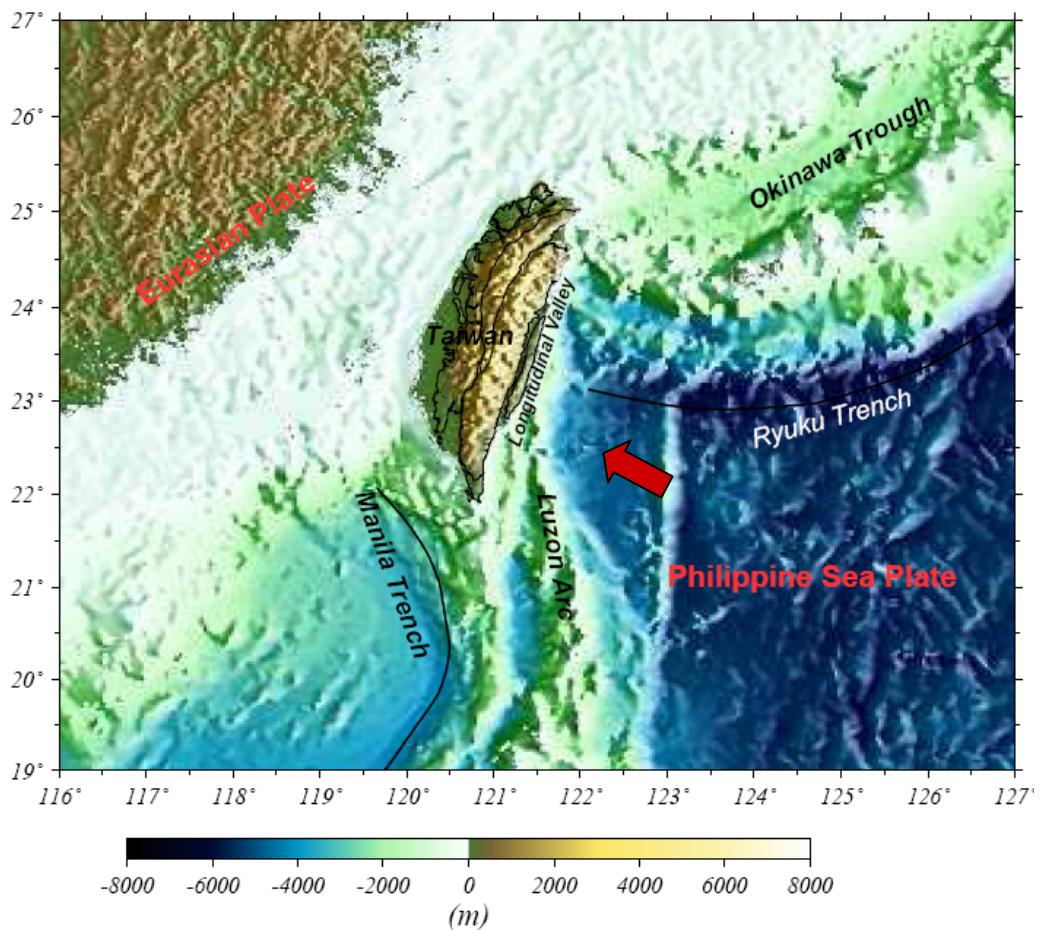


圖 1-1 臺灣及鄰近區域地形圖。黑粗線分別為琉球海溝 ( Ryuku Trench ) 及馬尼拉海溝 ( Manila trench )，歐亞大陸板塊 ( Eurasian plate ) 與菲律賓海板塊 ( Philippine Sea Plate ) 以花東縱谷 ( Longitudinal valley ) 為界，紅色箭頭所標示方向為菲律賓海板塊每年持續以大約 8 公分的速度往西北碰撞歐亞板塊。

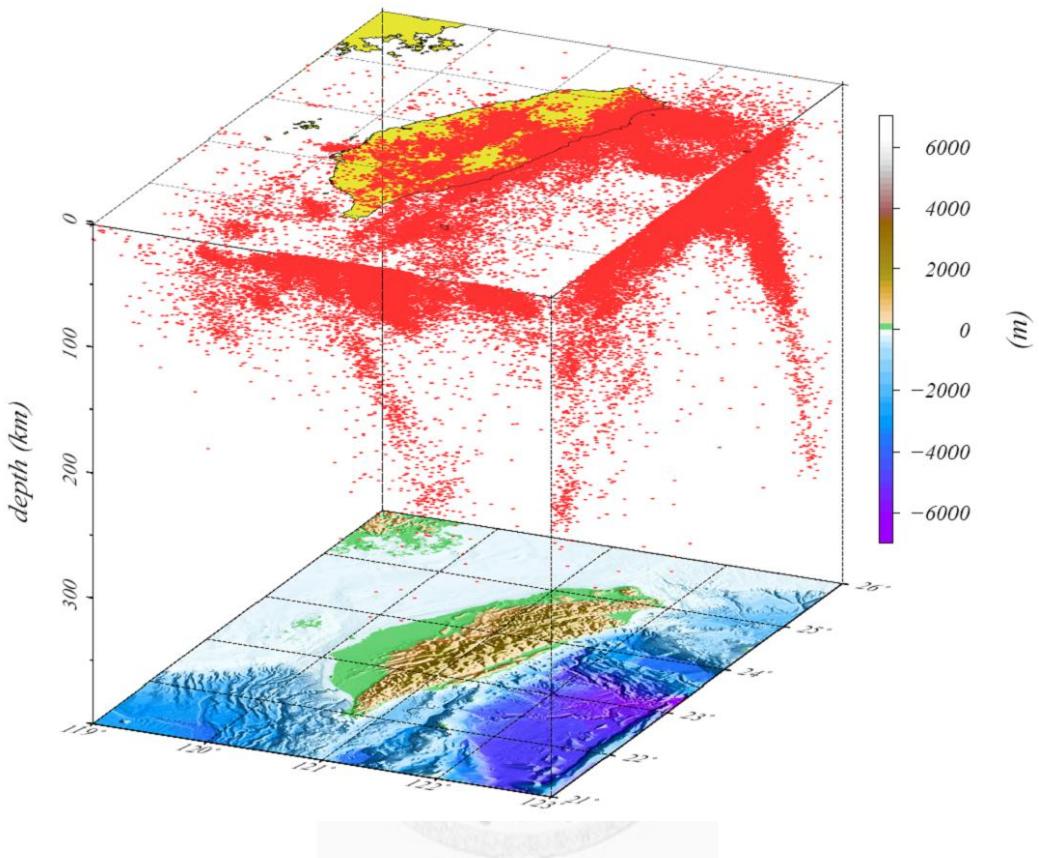


圖 1-2 臺灣地區地震分布圖。紅點為中央氣象局從 1990 – 2006 年地震規模大於 3 的地震紀錄。從地震紀錄可看出臺灣處在兩個隱沒板塊系統相接處，分別為東北部海菲律賓海板塊往北隱沒至歐亞板塊下方，及南部南中國海海洋洋岩石圈往東隱沒至菲律賓海板塊下方。菲律賓海板塊持續往西北移動使呂宋火山島弧碰撞上亞洲大陸板塊邊緣，在臺灣形成南北走向的造山帶。

## 1.2 前人研究

利用地震層析成像 ( seismic tomography ) 方法可逆推求得地球內部震波速度構造相對於一維側向均質的背景速度模型在空間中的變化影像。過去利用臺灣地區密集的地震和測站分布所收集到的地震波走時資料，已詳盡的建構臺灣地區地殼的三維速度模型 ( Rau and Wu, 1995; Kim et al., 2005; Wu et al., 2007 )，以及鄰近的琉球隱沒帶菲律賓海板塊和上覆地幔楔 ( mantle wedge ) 的速度構造 ( Lin et al., 2004; Lin et al., 2007; Chou et al., 2009 )。因受制於臺灣地震網的寬度，以及層析成像所使用的近震走時資料其波傳路徑穿透的深度有限，相對於在淺層地殼構造的高解析能力，這些三維速度模型在深部區域如岩石圈和上部地幔卻無解析的能力，然而岩石圈地慢和深部上地幔構造卻是深入了解隱沒板塊系統及臺灣碰撞過程的重要關鍵。

透過一條架設於約北緯  $23.7^{\circ}$ ，橫跨海岸山脈及東部中央山脈的臨時線性測站陣列所接收到來自臺灣東南部瓦班氏帶 ( Wadati-Benioff zone ) 的地震資料，Lin (2009) 觀察到部分測站明顯記錄到初達 P 波之後還有一個 P 波波相，經由波線分析模擬兩者的走時差與相對振幅大小，作者解釋晚到的 P 波是沿隱沒歐亞板塊內部的地殼莫荷面 ( Moho ) 行進反射後才到達測站，因此認為南部的隱沒板塊系統確實有往北延伸至中臺灣區域。並且以大陸板塊相對於脆性的海洋板塊塑性強度較弱，其強度隨深度的變化與典型的隱沒海洋板塊不同，用以解釋中臺灣地區缺乏地震事件的原因。 Wang et al. (2006) 結合區域地震及全球遠震的走時資料逆推臺灣及周圍地區下方的三維 P 波速度構造，層析成像在深度方向的解析能力獲得改善，往下可達 350 公里。該模型指出沿臺灣中部  $24^{\circ}\text{N}$  位置的東西向深度剖面， P 波速度構造呈現出往東傾斜、類似隱沒板塊幾何形狀的高速異常帶，並往下延伸至 300 公里的深度。而 Chen et al. (2004) 則使用中央研究院地球科學研究所寬頻地震網 BATS ( Broadband Array in Taiwan for Seismology ) 所記錄的遠震資料，分析來自東加隱沒帶 ( Tonga subduction zone ) 地震的 P 波走時及振幅變

化，配合沿震央到測站間大圓切面的二維波形數值模擬，推論歐亞大陸板塊往東隱沒至菲律賓海板塊下方的隱沒構造必須往北延伸至臺灣中部北緯  $24^{\circ}$  的位置，且沿著臺灣中部下插的板塊長度約達 400-500 公里。李 (2004) 以接收函數 (receiver function) 探討臺灣底下地慢過渡帶的側向變化，並沒有在北緯  $24^{\circ}$  附近觀察到過渡帶增厚的結果。認為歐亞板塊的隱沒系統並無往北延伸，或是隱沒深度未達地慢過渡帶，但由於資料量的不足，解析能力有限。

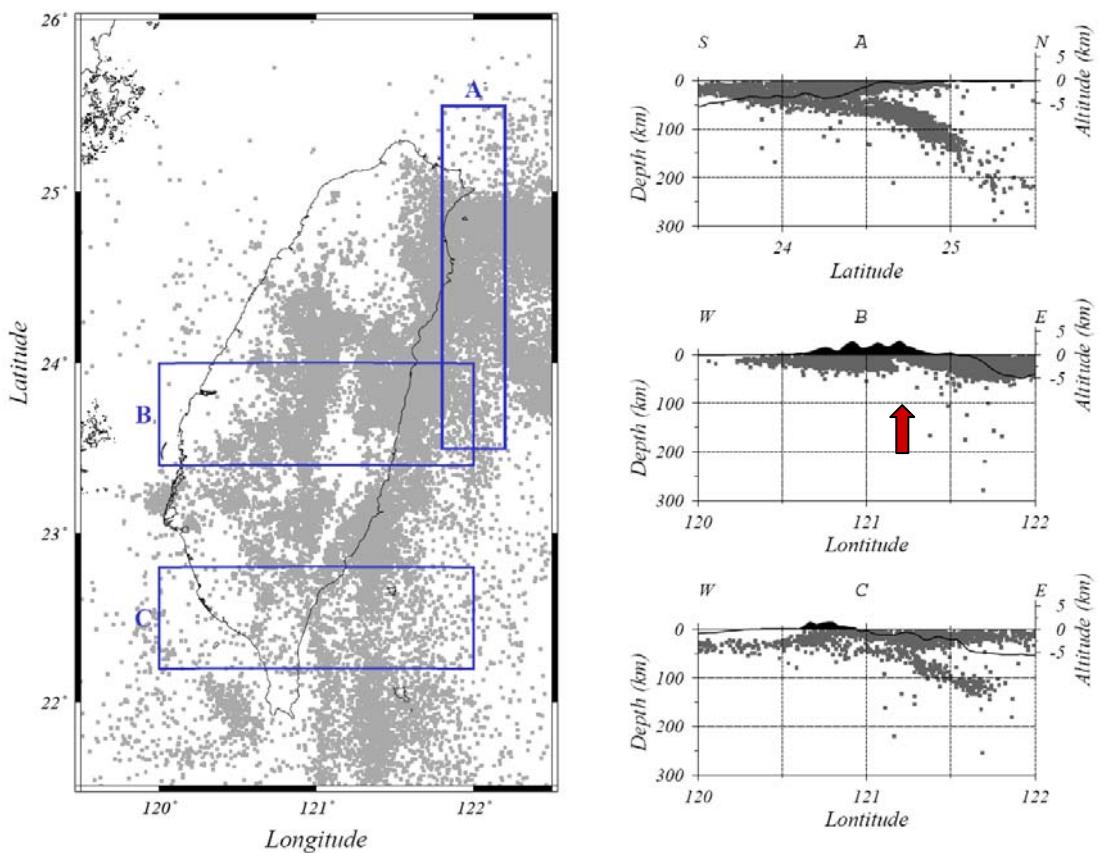


圖 1-3 臺灣區域規模大於 3 的地震分布及地震分布垂直剖面。左圖為中央氣象局從 1990-2006 年所紀錄地震規模大於 3 的地震，藍色方框為地震分布垂直剖面投影區域，A 與 C 剖面皆可清楚看到瓦班氏帶 (Wadati-Benioff zone)，橫跨臺灣中部的 B 剖面在東部中央山脈下方有一明顯上凹的地震帶邊界 (紅色箭頭所標示位置)，此區域即是過去臺灣板塊碰撞理論受到爭議的地區。

### 1.3 研究動機與目的

除了上述層析成像逆推以及波相走時振幅分析和正演模擬等方法之外，研究上地慢 410 及 660 公里處震波速度不連續面，( 410- and 660-km seismic discontinuity ) 位置的起伏變化，亦有助於了解臺灣中部區域下方是否有板塊延伸及其分布情形。關於 410 及 660 公里不連續面的形成已知與地慢的主要組成礦物橄欖石 ( olivine ) 發生同質異相的相變 ( phase transformation ) 有關，由於相變後高壓相的晶體結構排列更趨緻密，因此造成震波速度和密度突然增加，當地震波在穿過這兩個相變帶所形成的不連續速度介面時，即會發生反射、折射以及 P 和 S 波轉換的現象。介於兩不連續面之間的區域一般被稱為地慢過渡帶 ( mantle transition zone )。當地慢溫度受到冷或熱的構造影響而產生變化時，礦物相變的臨界壓力 ( 即深度 ) 也會隨之改變，因此藉由觀測不連續面的深度可推求地慢過渡帶的溫度異常變化情形，進而探討向東隱沒的歐亞大陸板塊是否向北及往下延伸。

從震源傳遞到測站被接收記錄於三個互相垂直分量的地震波訊號，基本上可表示成震源時間函數 ( source time function ) 、傳波路徑效應和儀器響應 ( instrument response ) 三者的摺積 ( convolution )。其中路徑效應包括當地震波在傳遞過程中經過某個特殊構造如速度不連續面時產生的反射、折射及轉換波。為了消除震波資料中受震源和儀器影響的部份，並增強在測站下方速度構造面上產生折射的波相訊號，藉以用來研究這些速度不連續面構造的形貌，一般 P 波接收函數 ( receiver function ) 的計算是取直達 P 波以及之後的尾波 ( coda ) 部分，以徑向分量 ( radial component ) 對垂直分量的訊號做反摺積 ( deconvolution ) ( 例：Ammon, 1991 )。過去利用接收函數研究遠震 P 波於臺灣下方莫荷面 ( Moho ) 不連續面所產生的折射轉換波和直達 P 波的到時差來估算地殼厚度，發現臺灣中部下方的地殼厚度高出平均厚度 20 公里之多，因此認為此區域板塊碰撞造山過程包含整個地殼的活動 ( Kim et al.,

2004; Wang et al., 2010 )。但這樣的結果依然無法解答歐亞大陸板塊在臺灣中部區域是否持續往下隱沒至菲律賓海板塊下方，因此本研究透過接收函數方法量測 P 波經過 410 及 660 公里不連續面時轉換成 S 波的 P410s 及 P660s 波相到時的變化探討臺灣地區下方地幔過渡帶的側向厚度變化，從而推得 410 和 660 公里不連續面附近地幔的側向溫度異常，藉以確認歐亞板塊在臺灣區域下方延伸及分布的情形。



## 第二章 理論基礎

地慢過渡帶為上部地慢的兩個主要震波速度不連續面 410- 及 660- 公里不連續面所包夾的區域，由於不連續面的成因直接與上地慢組成礦物的相變作用有關，透過研究臺灣及鄰近周圍地區底下地慢過渡帶厚度的側向變化，結合不連續面相變過程受溫度、多相礦物 (multi-phase)、含水量等因素影響的性質，可對臺灣地區底下地慢過渡帶是否存在由上往下沉的冷構造，如隱沒板塊或是從下方往上湧升的熱構造，如地慢熱柱等重要的地體動力問題提供直接的觀察證據。下面小節將對地慢過渡帶和本篇文章計算地慢過渡帶厚度變化的方式進行介紹。

### 2.1 地慢過渡帶

地慢是介於地殼與深部地核中間約 2900 公里厚的區域，此區域組成物質無法經由鑽探實際量測，只能藉由研究火成岩及岩漿侵入岩等在地慢生成的岩石成分與高溫高壓礦物實驗模擬地慢環境下的物質組成間接推測其組成成分，現在一般認為地慢組成物質以鐵鎂質矽酸鹽類的橄欖石為主。在地球的一維速度構造模型中，如 IASP91，深度 410 和 660 公里附近都可以看到明顯的速度不連續，當地震波通過此深度時速度會突然增快 (圖 2-1)。經過高溫高壓礦物實驗以及熱力學理論計算的研究，造成此二不連續面的原因已被證實並非組成的礦物化學成份改變，而是礦物晶體隨著壓力及溫度增加，轉變成更緊密的晶體排列模式，即同質異相相變所造成的速度斷層。

地慢中的橄欖石大約在深度 390-410 公里的溫壓條件下，會由  $\alpha$  相 (olivine  $\alpha$ -(Mg,Fe)<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>) 轉為  $\beta$  相尖晶石構造 (wadsleyite  $\beta$ -(Mg,Fe)<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>)；並且在 660 公里時由  $\gamma$  尖晶石相 (ringwoodite  $\gamma$ -(Mg,Fe)SiO<sub>3</sub>) 轉為鈣鈦礦 ((Mg,Fe)SiO<sub>3</sub>-perovskite + (Mg,Fe)O-magnesiowüstite) (圖 2-2)。除此之外，在 520 公里的位置還有一個較微弱的不連續面，並認為此不連續面是由  $\beta$  相尖晶石轉為  $\gamma$  尖晶石相而形成 (Shearer, 1990)。受到環境溫度轉變影響，發生相變的壓力即

深度會隨之移動，一般相變的位置並不是瞬間出現在某個深度，而是一個溫壓條件符合相變的範圍，溫度梯度、不同礦物相變、礦物相變程度、礦物含水程度或板塊隱沒速度等皆會影響相變情況，如反應速率平衡以及相變帶的範圍。

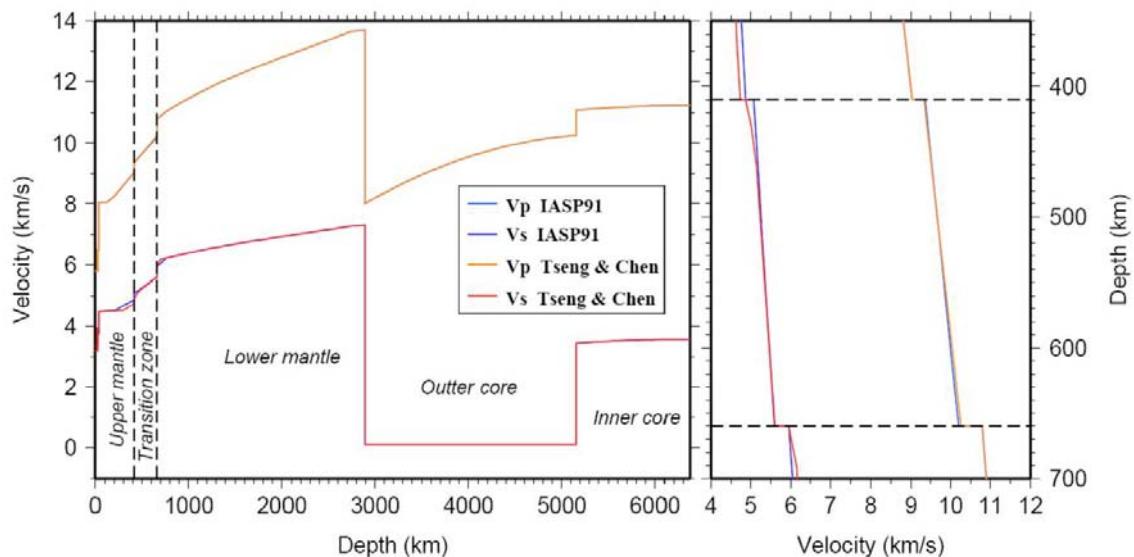


圖 2-1 側向均質的全球平均一維速度模型。圖中冷色系線條為 IASP91 模型，本研究使用暖色系線條所標示的速度，是根據 Tseng and Chen (2004) 研究菲律賓海板塊底下地慢過渡帶的一維速度模型，其它深度則以 IASP91 為參考模型。左圖為深度 0-6371 公里完整的一維速度模型；右圖截取 350-700 公里範圍內的速度模型，可以看到 Tseng and Chen (2004) 在上部地慢所作的速度修正。

### 2.1.1 地慢過渡帶的厚度變化

熱力學中描述物質發生不連續的同質異相轉變關係稱之為 Clausius-Clapeyron relation。在壓力 ( $P$ ) 對溫度 ( $T$ ) 變化的相圖中，描繪兩異相發生轉換且共存的溫壓條件的曲線，其斜率  $dP/dT$  稱之為 Clapeyron slope，該斜率和相變的潛熱 ( $L$ : latent heat)、溫度和體積變化 ( $\Delta V$ ) 有關，關係式為  $dP/dT=L/(T\Delta V)$ 。透過礦物高溫高壓物理的實驗可測量兩相變帶溫度隨壓力變化的情形以求得斜率值。(圖 2-3) 為 410- 和 660- 公里不連續面 Clapeyron slope 示意圖，從低壓相轉為高壓相的礦物結構，造成體積減小，即  $\Delta V<0$ ；而在 410 公里附近的相變過程因伴隨放熱反應 (exothermic reaction)，即  $L<0$ ，因此 Clapeyron slope 為正值，溫壓變化呈正相關，當此區域溫度降低時會使礦物相變所需的壓力降低，造成相變位置變淺。在地慢中因熱傳導速率緩慢，隱沒板塊溫度維持較周圍背景地慢的溫度為低，若板塊隱沒達此深度則易使不連續面往上擾曲。相反的，在 660 公里附近的相變過程則伴隨吸熱反應 (endothermic reaction)，所以 Clapeyron slope 為負值，溫壓變化呈負相關，當周圍溫度降低時礦物相變所需的壓力增加，造成相變位置變深。因此當板塊或較冷的物質下沉經過這兩個不連續面時，會使地慢過渡帶厚度增厚。Collier and Helffrich (1997) 利用遠震資料紀錄地震波經過 410 與 660 公里不連續面反射及折射的訊號到時，發現 Izu-Bonin 隱沒帶下方 410 不連續面的位置大約抬升了 60 公里左右，而 660 不連續面則大約下降至 700 公里，致使地慢過渡帶厚度增厚 100 公里，其中反應的隱沒板塊溫度異常在 410 不連續面可達  $-600\pm75^{\circ}\text{C}$ 。

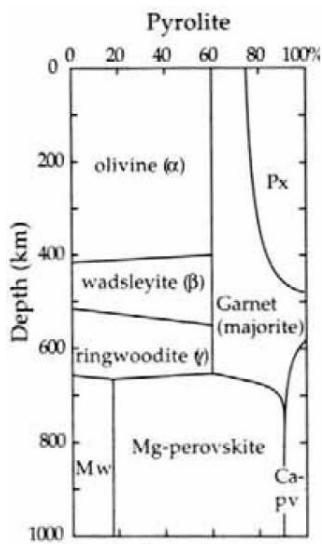


圖 2-2 最接近上地幔組成成份的地幔岩 (Pyrolite) 其中組成礦物的比例以及隨深度增加產生相變的結構變化，取自 Davies (1999)。

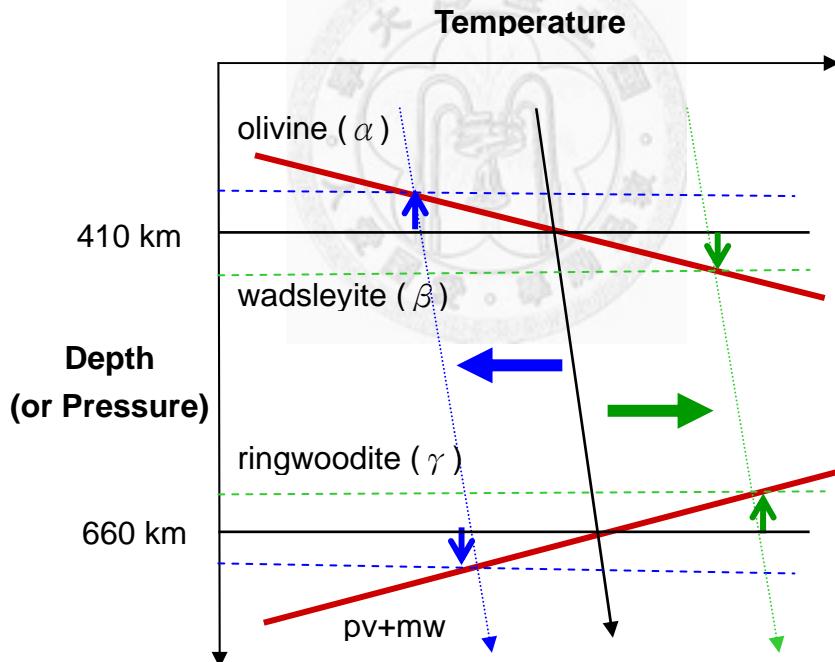


圖 2-3 410- 和 660- 公里不連續面 Clapeyron slope 示意圖。圖中紅線為不連續面在不同溫度下的相變位置；當過渡帶四周溫度降低時，如藍色箭頭所示，410- 公里不連續面相變位置變淺，而 660- 公里不連續面相變位置變深，使地幔過渡帶厚度增厚；反之，當過渡帶四周溫度上升時，如綠色箭頭所示，地幔過渡帶厚度則會變薄。

一般礦物相變並非瞬間發生在某固定深度，而是產生一定壓力範圍內兩相共存的相變過渡帶。410 與 660 公里不連續面的相變位置除了受溫度影響外，礦物中的水含量、非橄欖石成份礦物及板塊隱沒速度皆會影響不連續面相變位置及相變過渡帶的寬度。一般礦物相變的範圍從高溫高壓實驗結果得到，增加水溶解在 olivine 中的量，會使  $\alpha$ -相 olivine 相變為  $\beta$ -相所需的平均壓力減小，造成相變的深度變淺，並且符合相變條件的壓力範圍亦增加，致使相變帶區域變寬 (Wood, 1995)；除此之外，溫度降低亦會造成 olivine-wadsleyite 相變帶寬度增加 (Bina and Helffrich, 1994)，但含水礦物對相變帶寬度造成的影響明顯高於溫度的影響 (Smyth and Frost, 2002)，致使 410-公里不連續面震波速度增加的梯度變小，震波在不連續面的反射折射度降低。相反地，含水量增加對  $\gamma$  尖晶石相發生相變的影響則是提高相變所需的壓力，造成 ringwoodite 開始相變成 perovskite 進入相變過渡帶的上界變深 (Higo et al., 2001; Litasov et al., 2005)，而 ringwoodite 相較於 perovskite 能夠含有更多水分，水大部分吸收保留在 ringwoodite 中，因此相變帶區域的下界，即 ringwoodite 完全轉變成 perovskite 的深度受水分的影響不大，雖然水使得 660 公里不連續面的相變壓力增加但相變帶的範圍反而會變窄 (Higo et al., 2001)。

地幔過渡帶是否含水取決於隱沒板塊與周圍上地幔接觸表面的地溫梯度 (geothermal gradient)，即板塊溫度隨隱沒深度的變化有關。如 Maruyama and Okamoto (2007) 根據高溫高壓實驗 (Kawamoto et al., 1996, 1997; Bose and Ganguly, 1995; Ulmer and Trommsdorf, 1995) 結果，得到橄欖岩在含水系統 (peridotite+H<sub>2</sub>O) 中不同溫度 (T) 壓力 (P) 條件下穩定存在的礦物相圖，如 (圖 2-4) 所示，在板塊年齡較老、隱沒速度較快的情況下，周圍地幔溫度來不及加熱板塊，使板塊溫度隨深度增加的變化量較小，如圖中描繪四條地溫梯度 P-T 曲線中 A 和 B 的情況，維持低溫、地溫梯度小的板塊較有利於將含水礦物帶入地幔過渡帶。圖中壓力達 6.5 GPa，深度約 200 公里處的  $X_1$  點為不含水橄欖岩能穩定存

在的最低溫度  $550^{\circ}\text{C}$ ，當隱沒板塊達到該深度時若溫度增加幅度小於  $X_1$ ，含水礦物即可被帶至地慢過渡帶，如 A 曲線。溫度  $660^{\circ}\text{C}$ 、壓力達  $5.5\text{ GPa}$  的  $X_2$  點為橄欖岩中含水礦物可被帶至地慢過渡帶的溫度上限，當隱沒板塊地溫梯度的 P-T 路徑在達到相同壓力下溫度高於  $X_2$  所表示的溫度時，板塊中的含水礦物會在深度 150 公里以上完全脫水，無法將水帶入更深的上部地慢，如 C、D 曲線。曲線 B 代表隱沒板塊含水礦物能夠被帶入地慢過渡帶所須具備地溫梯度的上限，當 P-T 曲線通過  $X_3$  點位置從不含水的穩定礦物相進入含水的穩定礦物相 phase E 時，若礦物仍含有水分則能夠被帶往深處。由於礦物含水量增加會造成其電導率 (electrical conductivity) 上升，透過探測地慢的電阻性質，可作為地慢組成礦物含水量的指標。研究太平洋區域底下地慢過渡帶的電阻性質，發現在西環太平洋地區，如：日本、中國東部、伊豆小笠原 (Izu-Bonin) 和東加板塊 (Tonga slab) 等區域，其電導率值相較於太平洋盆地 (Pacific basin) 區域為高 (Kelbert et al., 2009)，這些低電阻、高電導率的區域皆處於隱沒板塊年齡較老、隱沒速度較快的板塊隱沒帶，即地溫梯度低的區域。

從數值模擬中得知相較於年齡較輕、隱沒速度較慢、溫度較高的板塊，較老、隱沒速度較快、較冷的板塊隱沒至地慢過渡帶時，由於隱沒板塊和周圍地慢接觸面溫度瞬間急遽下降，造成橄欖石原本應於 410-公里不連續面提早轉變為高壓相的過程受到阻擾，因此不連續面的位置反而會沿著隱沒板塊隱沒方向往下延伸出現一個楔型的亞穩定橄欖岩 (metastable peridotite) 介面 (圖 2-5) (Iidaka and Suetsugu, 1992; Green et al., 1992; Kirby et al., 1996; Schmeling et al., 1999)，這種類型的隱沒系統會伴隨深震，如太平洋隱沒板塊系統中 Central Izu-Bonin、Central Kuriles、Sea of Okhotsk 和 Marianas 皆有出現深度達 400 公里以上的地震。真實地慢中除了鐵鎂質矽酸鹽類的橄欖石外還存在其他微量礦物，如輝石(pyroxene)、石榴石(garnet)，這類礦物亦會在深度 410 和 660 公里附近的壓力下產生相變 (圖 2-2)，衍生出更複雜的相變帶的範圍，進而影響震波速度在不連續面的梯度變化。

Simmins and Gurrola (2000) 研究南加州底下地幔過渡帶的接收函數影像發現 660-公里深度附近出現多個不連續面的情形，推論這是同時 garnet 相變成 perovskite 成份所造成的結果。



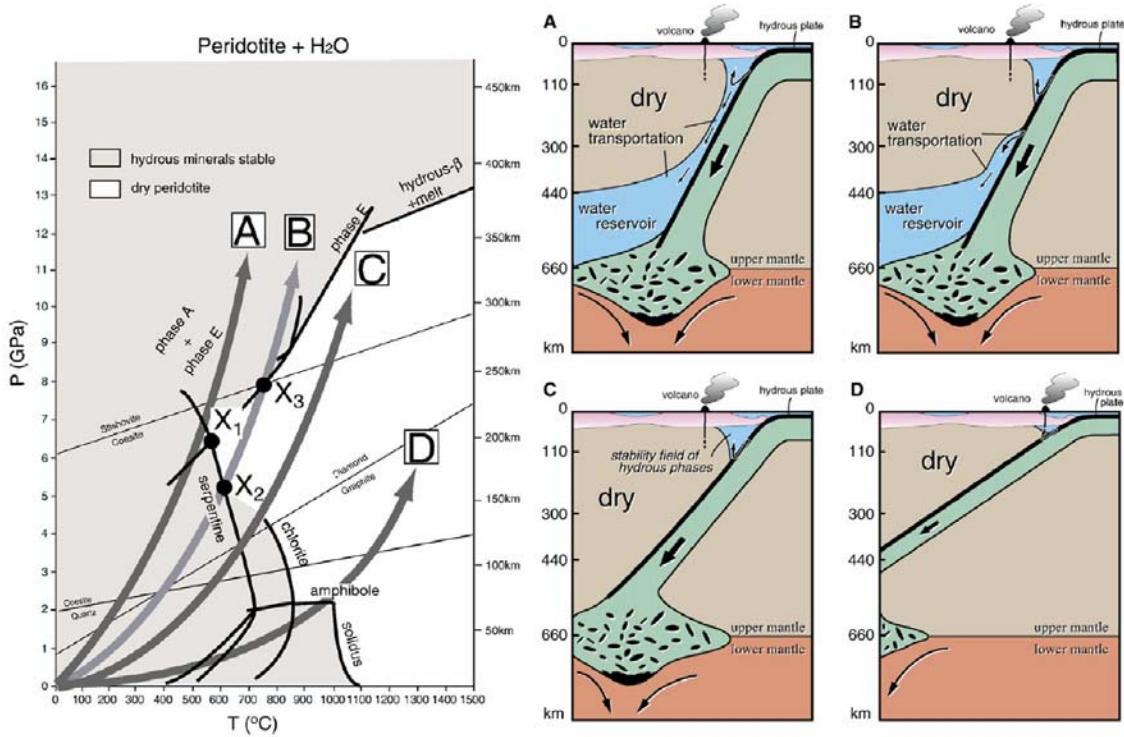


圖 2-4 Maruyama and Okamoto (2007) 根據岩石學實驗 (Kawamoto et al., 1996, 1997; Bose and Ganguly, 1995; Ulmer and Trommsdorf, 1995) 結果所描繪的橄欖岩在含水系統 (peridotite+H<sub>2</sub>O) 中不同溫度壓力條件下穩定存在的礦物相示意圖。灰色和白色區塊分別為含水和不含水礦物相能夠穩定存在的溫壓區域。圖中四條不同地溫梯度的 P-T 曲線，A、B 曲線可視為板塊年齡較老、厚度較厚且隱沒速度較快的隱沒板塊類型，C、D 則代表板塊較年輕、隱沒速度較慢的隱沒板塊類型。X<sub>1</sub> 為穩定的不含水橄欖岩可存在的最低溫度 550 °C，壓力達 6.5 GPa，約深度 200 公里處；X<sub>2</sub> 為水份可被帶至深度大於 150 公里的溫度上限值 660 °C。當隱沒板塊地溫梯度的變化在達到相同壓力 5.5 GPa 時溫度高於 X<sub>2</sub> 所表示的溫度，如 C、D 曲線，則礦物中的水分就沒有機會被帶至地慢過渡帶的深度，X<sub>3</sub> 為地溫梯度路徑通過 X<sub>2</sub> 後所殘餘的水分可被繼續帶到深於 240 公里的區域。

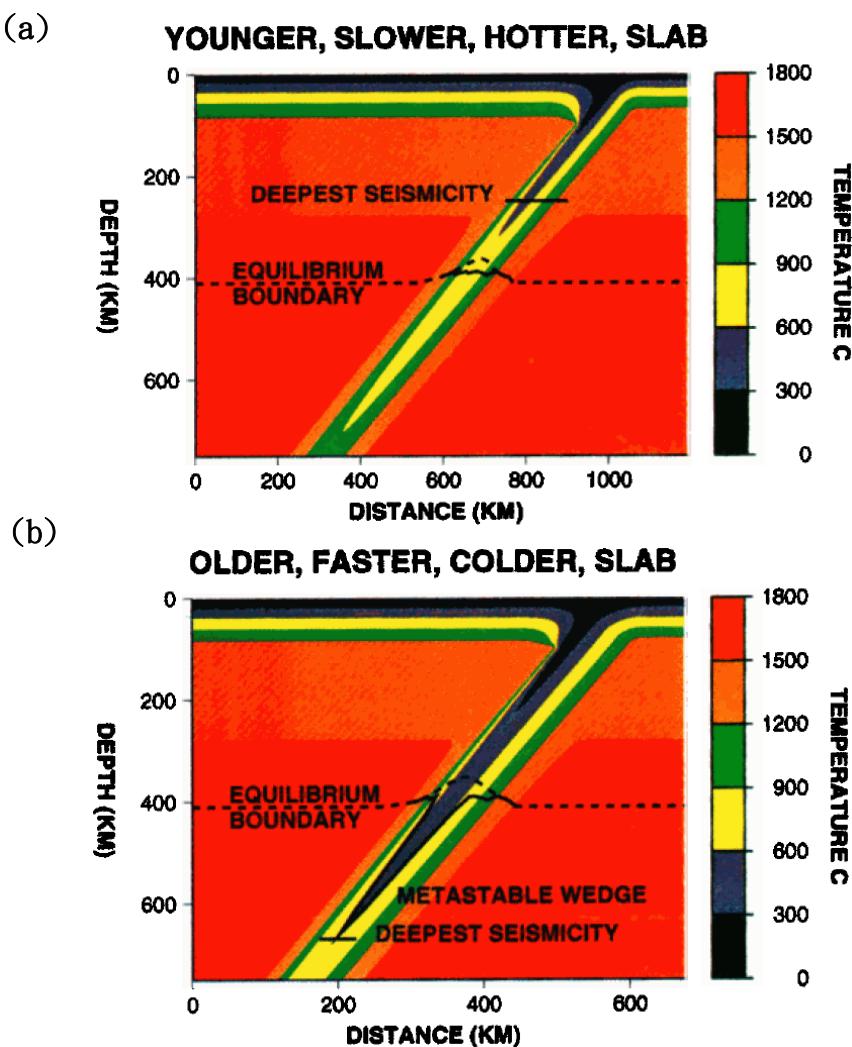


圖 2-5 Kirby et al. (1996) 數值模擬不同板塊年齡和隱沒速度的岩石圈隱沒至地幔過渡帶時的溫度模型。圖 (a) 和圖 (b) 分別代表阿留申板塊 (Aleutian slab) 及東加板塊 (Tonga slab) 隱沒系統的溫度結構，虛線所指為板塊隱沒至地幔過渡帶時 410-公里不連續面產生相變的平衡界線。根據熱力學反應速率運動學模擬，年輕且隱沒速度較慢的板塊如圖 (a) 的阿留申板塊，因有足夠的時間被加熱達成相變反應平衡，因此從橄欖石轉為尖晶石的相變位置（黑色虛線）會往平衡界線靠近，相變深度變淺。反之，較老、隱沒速度較快的板塊如圖 (b) 的東加板塊，因周圍環境來不及加熱板塊，橄欖石轉為尖晶石的相變反應遭到遲滯延緩，轉而出現一楔型往下的亞穩定橄欖石相（黑色實線）。

## 2.2 Pds 轉換波相

當地震波由某個介質進入另一個結構或成分性質差異的介質時，除了地震波在兩介質傳遞的速度會不同之外，由於介質對於地震波的阻抗 (impedance) 程度不同，地震波通常會產生反射折射以及壓縮波和剪力波互相轉換的現象。根據司乃爾定律 (Snell's law) 當地震波通過一個速度不連續面時，會在特定入射角度範圍下產生折射及反射波。P 波通過速度不連續面時，除了產生折射及反射 P 波之外，部分能量會轉為折射及反射的 SV 波 (圖 2-6)。

Pds 轉換波指的是 P 波在經過深度  $d$  的位置折射為 S 波的波相。在同一介質中，P 波傳遞的速度較 S 波快，因此地震發生時測站接收到的初達波為 P 波，計算兩波相的到時差值再轉換為深度即可直觀的測量不連續面構造的深度。由於來自某一遠震資料中 P 波及 Pds 波傳遞的路徑相似，受側向非均質速度構造的影響夠小，可忽略不計。若已知 P 波和 S 波沿深度方向的一維平均速度，計算 Pds 波與 P 波的走時差即可反應  $d$  處不連續面的深度變化，時間差越大表示不連續面的位置越深。

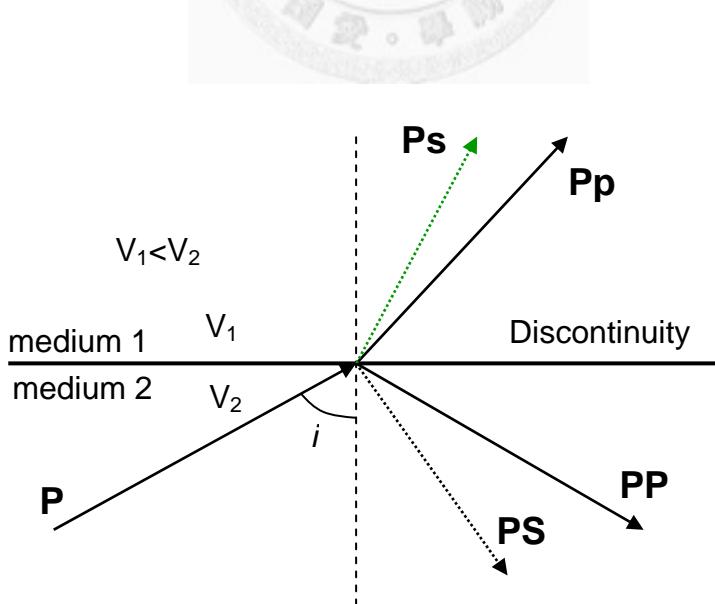


圖 2-6 P 波通過不連續面時產生反射和折射波示意圖。P 波通過不連續面時的能量傳遞較 S 波複雜，除了反射與折射 P 波外還會反射及折射 S 波。本文使用的轉換波波相即為綠色箭頭所示 Ps 折射波。

## 2.2.1 Pds 走時差推論溫度異常

由於遠震資料中 P、P410s 及 P660s 的傳遞路徑相似，P410s-P 和 P660s-P 的走時差分別代表 S 波從 410 和 660 公里不連續面傳遞至測站與 P 波從相同的不連續面傳遞至測站的時間差，將兩者相減後可得到 S 波與 P 波在兩不連續面之間傳遞的時間差。當地慢過度帶的厚度增厚，由於波傳路徑增加，(P660s-P)-(P410s-P) 的差值也會增加，因此只要知道臺灣區域的速度構造，就可以利用走時差得到地慢過度帶的厚度變化及相對於速度構造不連續面的起伏變化。

接收函數在初達 P 波之後的尾波部分，每一小段時間窗的訊號可視為在某深度水平位置產生的轉換波。地震波的波傳路徑符合司乃耳定律 ( Snell's law )，在已知一維速度構造及波線參數 ( ray parameter ) 的條件下，可利用波線理論 ( ray theory ) 把接收函數的時間序列對應到產生轉換波的空間位置分布，再將通過相同轉換位置的所有尾波訊號疊加，則得到每一地表位置下方不同深度產生轉換波的接收函數時間序列，若任一深度存在明顯的速度不連續面，如 410 和 660 公里附近，其產生的轉換波訊號在疊加之後會被突顯增強，將估算的 P410s 和 P660s 的走時相減，即可換算成地慢過度帶的厚度值。實際上接收函數中的轉換波 Pds 相對一維速度模型的走時殘差易受到側向非均質的速度構造、地震定位誤差和假設的一維速度模型等不確定因素所影響，直接把 Pds 走時殘差轉換成不連續面深度時會有很大的誤差，因此在疊加接收函數時皆以觀察的初達 P 波到時為時間原點，僅考慮轉換波 Pds 和 P 波走時差減去一維速度模型計算的理論走時差的殘餘值，即  $(Pds-P)_{obs} - (Pds-P)_{1-D}$ ，由此相對走時殘差值討論不連續面深度相對一維速度模型中不連續面深度的起伏變化。

從熱力學理論來看地慢過度帶，假設不連續面礦物不含水分且礦物含量主要為橄欖石，則不連續面的深度變化取決於此區域的溫度及 Clapeyron slope 的值；振幅變化則由地慢礦物成分及相變成度等決定，但振幅變化因受到地球本身非彈性衰減以及採用非線性疊加方式增強接收函數訊號等其它複雜因素影響，要直接

由接收函數的振幅大小來估計不連續面的速度梯度進而判斷相變帶變化的情形相困難且不確定性，因此本研究不做深入的討論。

假設 410- 與 660- 公里的不連續面完全是由鐵鎂質矽酸鹽類橄欖石的相變所造成，且僅受溫度變化影響不考慮礦物含水成分。則將轉換波相對一維速度模型的走時殘差轉換為不連續面深度相對於理論深度的變化  $dh_{410}$   $dh_{660}$ ，利用深度和壓力的正比關係並透過 Clapeyron slope 得到壓力和溫度之間的轉換關係，即可求得不連續面溫度異常  $\Delta T_{410}$  和  $\Delta T_{660}$  ( Bina and Helffrich, 1994 )：

$$dh_{410} = \Delta T_{410} \cdot \frac{dz}{dP} \cdot \left(\frac{dP}{dT}\right)_{410} \quad (2.2.1)$$

$$dh_{660} = \Delta T_{660} \cdot \frac{dz}{dP} \cdot \left(\frac{dP}{dT}\right)_{660} \quad (2.2.2)$$

假設地慢過渡帶的溫度異常為  $\Delta T$  近似一常數值，並等於不連續面的溫度異常  $\Delta T_{410}$  和  $\Delta T_{660}$ ，將 (2.2.1) 和 (2.2.2) 式相減可求得  $\Delta T$  為

$$\Delta T = \Delta T_{660} - \Delta T_{410} = \frac{dP}{dz} \left| \frac{dh_{660}}{dP} \left(\frac{dT}{dP}\right)_{660} - dh_{410} \left(\frac{dT}{dP}\right)_{410} \right| \quad (2.2.3)$$

式中  $dz/dP=1/\rho g$  ( $\rho$  為密度， $g$  為重力加速度) 為深度隨壓力的變化值， $dP/dT$  則為 Clapeyron slope，即橄欖石產生相變所需的溫壓值。上部地慢壓力隨深度的變化  $dz/dP$  接近一常數值  $0.03 \text{ km MPa}^{-1}$ ，採用 Bina and Helffrich (1994) 的研究結果，410- 與 660- 公里不連續面的 Clapeyron slope 值在隱沒板塊系統中分別為  $(dP/dT)_{410}=3.0 \text{ MPa K}^{-1}$  和  $(dP/dT)_{660}=-2.1 \text{ MPa K}^{-1}$ ，以此作為求得地慢過渡帶溫度異常的參數。將以上設定參數帶入 (2.2.1) 、(2.2.2) 和 (2.2.3) 式即可把不連續面深度變化轉換成地慢過渡帶溫度變化值。

## 2.3 接收函數 ( Receiver Function )

接收函數是一種處理資料的方式，可用來突顯波傳經過構造時形成的轉換波相。在介紹接收函數前，首先要了解從測站接收到的地震訊號是如何組成。地震發生時會在震源的位置產生一個震波訊號，這個訊號行經地球內部構造產生各種複雜的波相，最後透過測站的紀錄器放大或衰減部分頻段訊號後，成為我們接收到的震波紀錄。從時間域來看，可將地震波視為震源、波在構造中的行徑以及儀器響應三者摺積 ( convolution ) 後的結果：

$$G(t) = S(t) * E(t) * I(t) \quad (2.3.1)$$

$S(t)$ 、 $E(t)$  和  $I(t)$  分別代表震源時間函數 ( Source time function )、波行經地球內部構造產生的波和儀器響應。把 (2.3.1) 式轉到頻率域中，則可視地震波為三者相乘的結果：

$$G(\omega) = S(\omega)E(\omega)I(\omega) \quad (2.3.2)$$

$\omega$  為角頻率， $G(\omega)$ 、 $S(\omega)$ 、 $E(\omega)$  和  $I(\omega)$  分別為  $G(t)$ 、 $S(t)$ 、 $E(t)$  和  $I(t)$  轉至頻率域後的函數。

接收函數是徑向方向地震波和垂直方向地震波在時間域下做反摺積 ( deconvolution ) 後的函數，若將函數轉到頻率域下，我們能夠更清楚的看出接收函數的意義：

$$H(\omega) = \frac{G_R(\omega)}{G_Z(\omega)} = \frac{S(\omega)E_R(\omega)I(\omega)}{S(\omega)E_Z(\omega)I(\omega)} = \frac{E_R(\omega)}{E_Z(\omega)} \quad (2.3.3)$$

其中  $H(\omega)$  為接收函數， $G_R(\omega)$  和  $G_Z(\omega)$  則分別為地震波於傳遞過程中因為地球

速度結構改變產生各種波相訊號在徑向和垂直方向的分量轉至頻率域後的函數。

反摺積在頻率域下為相除的動作，將地震波徑相和垂直方向分量相除後，可消去震波中震源  $S(\omega)$  和儀器  $I(\omega)$  的影響，得到的接收函數  $H(\omega)$  僅為沿傳波路徑的速度構造在兩分量造成的訊號比值。利用此方法 Pds 波的訊號就可以在接收函數中被增強。

本文是以 Kikuchi and Kanamori (1982) 在時間域迭代逆推的方式為基礎計算接收函數 (Ligorria and Ammon, 1999)，如 (圖 2-7) 所示，首先決定當垂直分量對徑向分量 P 波波形的互相關 (cross-correlation) 系數最大值時，徑向分量 P 波所需移動的時間，也就是徑向 P 波對垂直 P 波的到時差，訂為接收函數的起始時間原點和最大震幅位置。在起始位置設一個脈衝 (spike) 值訂為起始接收函數，並以給定的標準差值的高斯函數 (Gaussian filter) 作為濾波將脈衝展開一個寬度，避免因為過高頻的訊號使迭代過程不穩定。把濾波後的起始接收函數與垂直分量地震波做摺積的動作得到理論的徑向分量地震波之後，將觀測得到的徑向地震波減去理論值，再將扣除理論值的徑向地震波與垂直向地震波做互相關，得到接收函數下一個脈衝的到時及振幅。經反覆迭代的方式逐一建立接收函數中一系列的脈衝波相，並使用最小平方法 (least-squares method) 計算每一迭代過程所累計得到的理論接收函數與垂直向地震波摺積的結果與觀測的徑向地震波之間的誤差，直到誤差小於 0.001，觀察與理論徑向地震波訊號之間的微小差異可以忽略不計時停止繼續迭代，最終得到利用時間域反摺積迭代方式計算的接收函數。

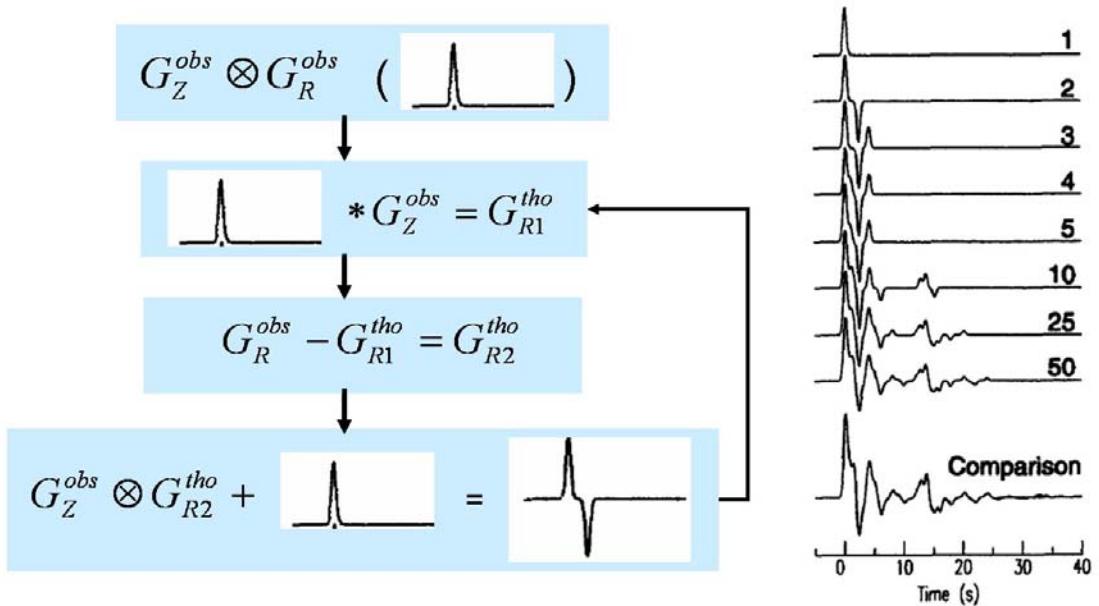


圖 2-7 計算接收函數的迭代逆推流程。首先將垂直分量對徑向分量 P 波波形的互相關 (cross-correlation) 係數最大值訂為接收函數的起始時間原點和最大震幅位置。在起始位置設一個脈衝值訂為起始接收函數，並以給定的標準差值的高斯函數作為濾波將脈衝展開一個寬度。把濾波後的起始接收函數與垂直分量地震波做摺積的動作得到理論的徑向分量地震波，再將觀測得到的徑向地震波減去理論值，扣除後的徑向地震波再與垂直向地震波做互相關，得到接收函數下一個脈衝的到時及振幅，如此反覆迭代，最終得到利用時間域反摺積迭代方式計算的接收函數。右圖擷取 Ligorría and Ammon (1999) 利用迭代方式在固定一維速度模型下模擬的迭代結果。

### 第三章 地震資料

本研究使用的遠震資料是由臺灣和鄰近島嶼的永久寬頻地震記錄站所提供之，其中包括中央研究院地球科學研究所設立的寬頻地震網 BATS (Broadband Array in Taiwan for Seismology)、中央氣象局(Central Weather Bureau)的寬頻地震網 CWBBN，共 52 個測站，以及日本 NIED (National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention) 的寬頻觀測網 F-net 其中兩個位在琉球島弧最西端靠近北臺灣的石垣島和那國島上所佈置的 2 個測站 (圖 3-1)。遠震資料選取的時間和距離範圍是根據美國地質調查所 USGS 所紀錄的全球地震資料庫，從中蒐集自 1996 年臺灣寬頻地震網架設以來至 2008 年間地震規模大於 5.5 且震央距介於  $30^{\circ} - 85^{\circ}$  的地震事件 (圖 3-2)。下面將介紹本研究挑選接收函數與處理資料的方式。

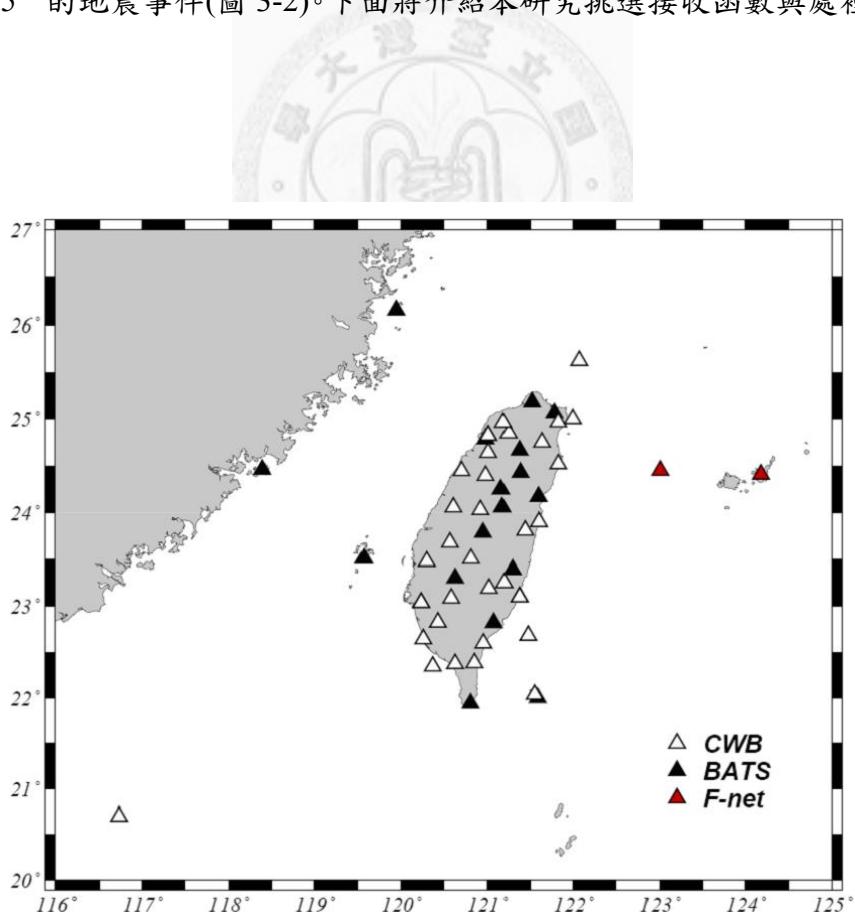


圖 3-1 臺灣及附近區域寬頻測站分布圖。研究中所使用的測站包含 BATS、CWB 及日本 NIED 的 F-net 觀測網在石垣島和那國島佈置的 2 個測站。

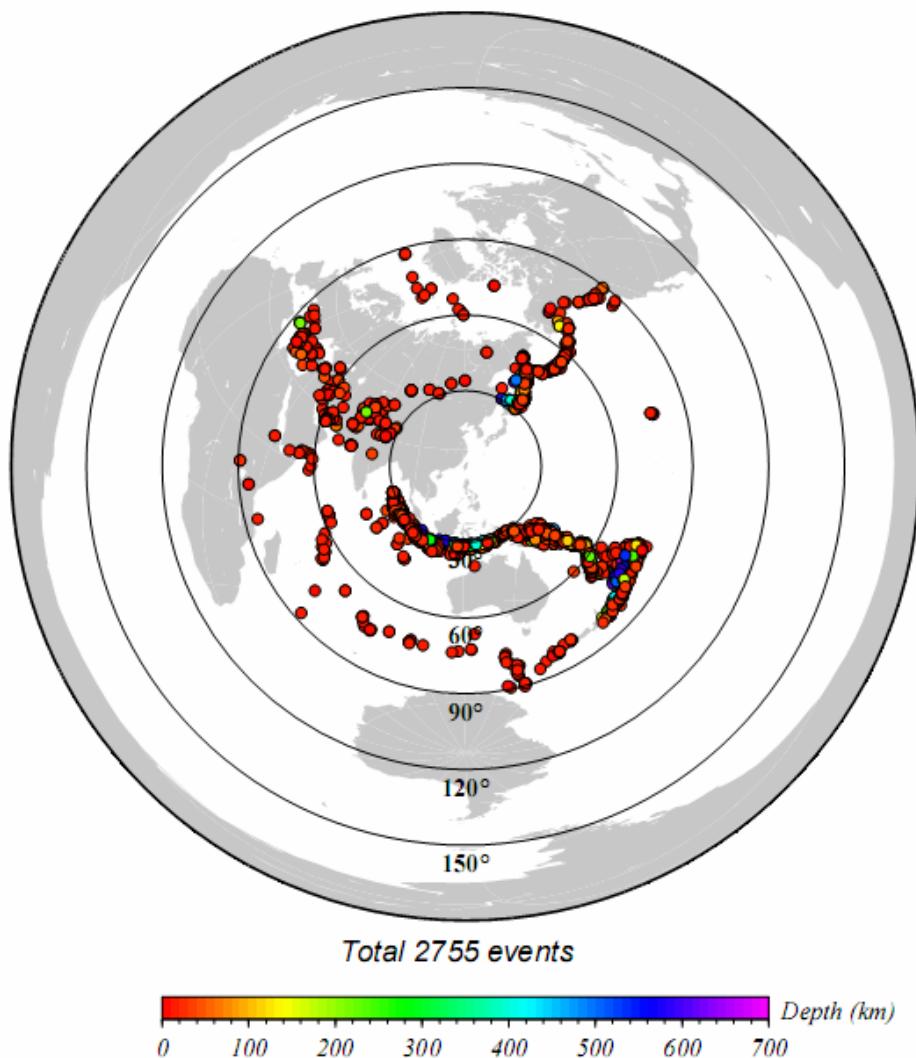


圖 3-2 地震事件分布圖。圖中為 1996 - 2008 年間地震規模大於 5.5、震央距介於  $30^\circ - 85^\circ$  的遠震資料，其計算的接收函數訊號符合挑選條件的地震事件，共 2755 筆。以臺灣為原點得到的地震分布圖除了東邊方位角  $30^\circ - 100^\circ$  左右的位置缺乏地震分布，大致上各方位皆有足夠的地震分布。

### 3.1 資料處理

由於 P 波通過不連續面時部分能量會轉為徑向的 SV 波，因此對訊號進行反摺積動作時須先將水平方向地震資料從東西和南北方向旋轉到切線和徑向 (radial) 和橫向 (transverse) 方向。測量轉換波的到時皆以相對初達 P 波的到時為基準，只考慮轉換波和初達 P 波的到時差，因此訂 P 波到時為時間 0 秒。接著為了消除超高和超低頻率部分的雜訊，利用垂直方向 P 波的頻譜圖 (spectrum)，找到主要波相頻譜的分布範圍，利用帶通濾波 (band-pass filter) 留下頻帶介於 0.05 - 0.3 Hz 的震波訊號，也就是週期 3.3 - 20 秒之間的訊號，頻率過高及過低的部份則被濾除，剩下較乾淨的訊號進行反摺積的動作得到接收函數。

### 3.2 資料挑選與整理

首先根據初達 P 波前後 3 秒的最大震幅值取絕對值與 P 波前 80 - 20 秒振幅值的標準差作為地震資料的噪訊比值 NSR (Noise to Signal Ratio)，挑選訊號清楚雜訊較低的資料。



$$NSR = \frac{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N S_i^2(t_0 - 80 + i\Delta t) - \left( \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N S_i(t_0 - 80 + i\Delta t) \right)^2}}{\max \{ |S(t_0 - 3 + i\Delta t)|_{i=1}^M \}} \quad (3.1.1)$$

$S(t)$  為地震波時間序列，每隔  $\Delta t$  時間間隔取一點。 (3.1.1) 式中分子部分為計算 P 波前 80 - 20 秒共 N 點的雜訊標準差值，分母部分為初達 P 波前後 3 秒共 M 點中的最大振幅值，本研究使用的寬頻資料採樣的時間點間隔  $\Delta t = 0.05$  秒，因此 N 和 M 分別為 1200 和 120。NSR 的比值越小表示訊號越清楚，因此我們保留 NSR 值小於 0.3 的地震資料進行研究。由於部份測站儀器記錄發生震波訊號極性反轉的錯誤，如 (圖 3-3) 所示在震央距約  $41^\circ$  的測站得到的接收函數，自動

利用 NSR 的比值挑選接收函數並無法偵測此現象，同時有些雖符合 NSR 值小於 0.3 的資料其 P 波之後的接收函數雜噪依舊很高，因此使用 NSR 值作完初步篩選資料後，仍必須逐一檢查波形，確保 P 波之後的接收函數訊號良好，P 波極性已被修正。經過兩步驟的挑選，最後得到 19871 筆接收函數。

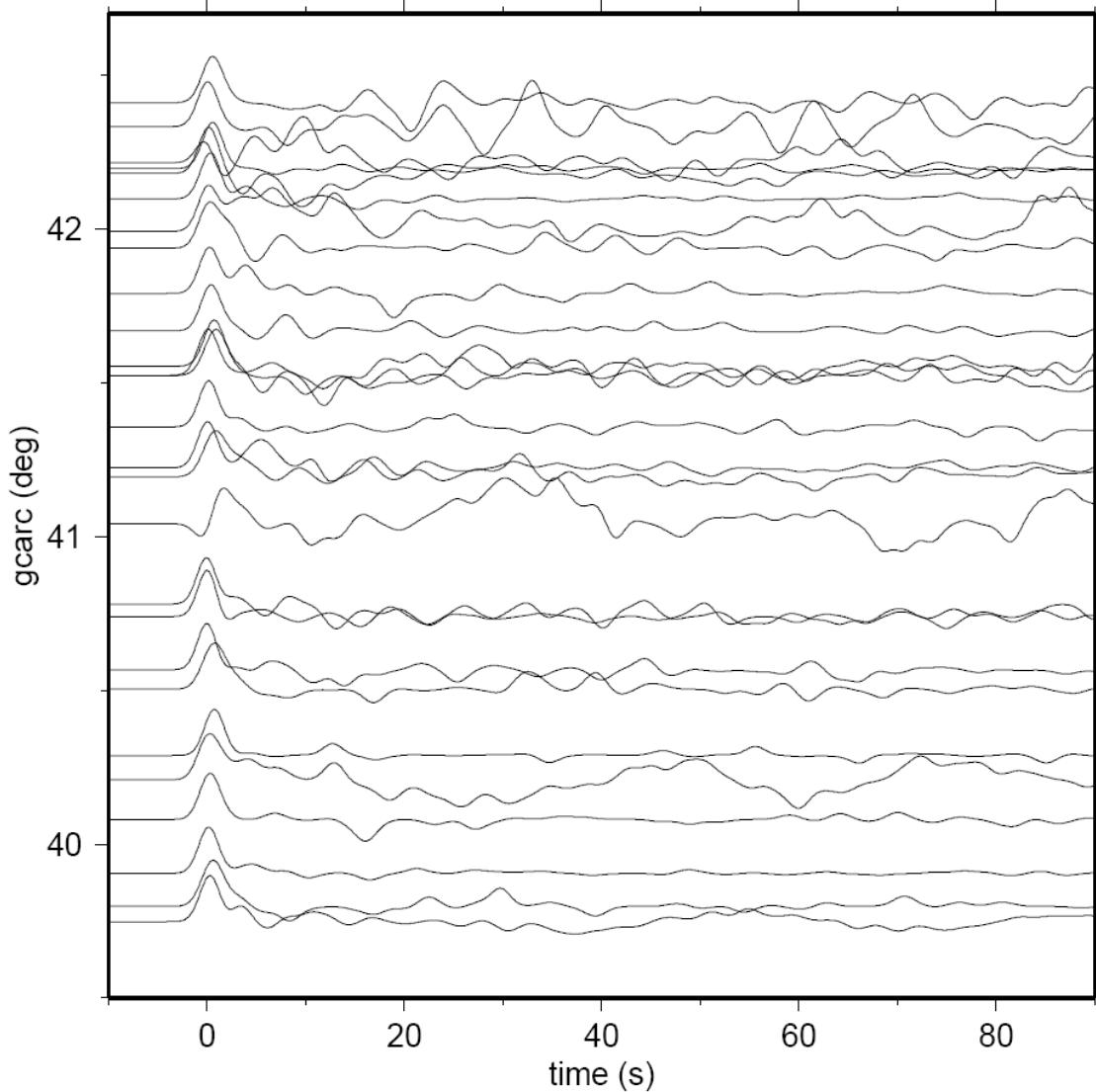


圖 3-3 反褶積後得到的接收函數。舉 2003 年 3 月 15 日 ( $160.2^{\circ}\text{W}/23.2^{\circ}\text{N}$ ) 的地震為例，P 波到時設為 0 秒，P410s 和 P660s 到時相對於 P 波分別約為 41 和 70 秒，無法直接由接收函數判斷主要訊號的相對到時。

## 第四章 資料分析方法

接收函數可消除震源和儀器對地震波貢獻的部分，加強速度構造造成的訊號。但受到地震發生時地震波往四面八方傳遞過程中，因波前幾何擴散 (geometrical spreading)、地球非均質介質的散射 (scattering) 和非彈性衰減 (attenuation) 等現象，造成震波能量逐漸散失，再加上地幔過渡帶不連續面上下層之間的阻抗或速度梯度相對莫荷不連續面或核慢邊界較不明顯，背景雜訊，以及遠震 P 波入射角度差異等影響轉換波的穿透係數 (transmission coefficient)，一般非常困難從單一接收函數中直接觀察到 P410s 和 P660s 轉換波相 (圖 3-3)。因此需要再將接收函數經過疊加的方式消除雜訊增強主要訊號能量，下面介紹資料疊加方式與轉換波到時的測定。

### 4.1 時間序列修正

遠震 P 波於測站下方的不連續面轉換成 S 波時具有不同的入射角度 (incident angle)，即波線參數 (ray parameter)，不同波線參數的轉換波因隨震央距不同，與 P 波的相對到時具有不同的 moveout 時差，此時差與不連續面的深度變化無關。另外，即使相同的波線參數，不同入射方位角度 (backazimuth) 的 P 波所產生的轉換波相對到時，即 (Pds-P) 走時差會受到測站下方至不連續面間的非均質速度構造影響，所產生的走時差變化亦與不連續面的深度無關。因此在利用疊加的接收函數中轉換波相對到時來估計不連續面深度的測向變化時，必須先透過修正單一接收函數的時間序列將以上所描述的效應移除，然後再在同一個基準下疊加修正後的接收函數。

#### 4.1.1 構造異質性修正 (Heterogeneity correction)

地殼和上部地慢的速度構造側向變化複雜，同一個測站接收來自不同方位的地震，會因為在測站下方通過不同的構造而使波相走時有些異常變化。若是不將這些速度構造對走時的影響消除直接進行接收函數疊加的動作，不連續面以上的三維速度構造對轉換波走時的影響就有可能會被轉換到不連續面的深度上，使最後得到的不連續面厚度變化出現誤差。因此在得到接收函數後，每個測站皆需對不同方位接收到的地震做構造異質性修正，也就是 heterogeneity correction。

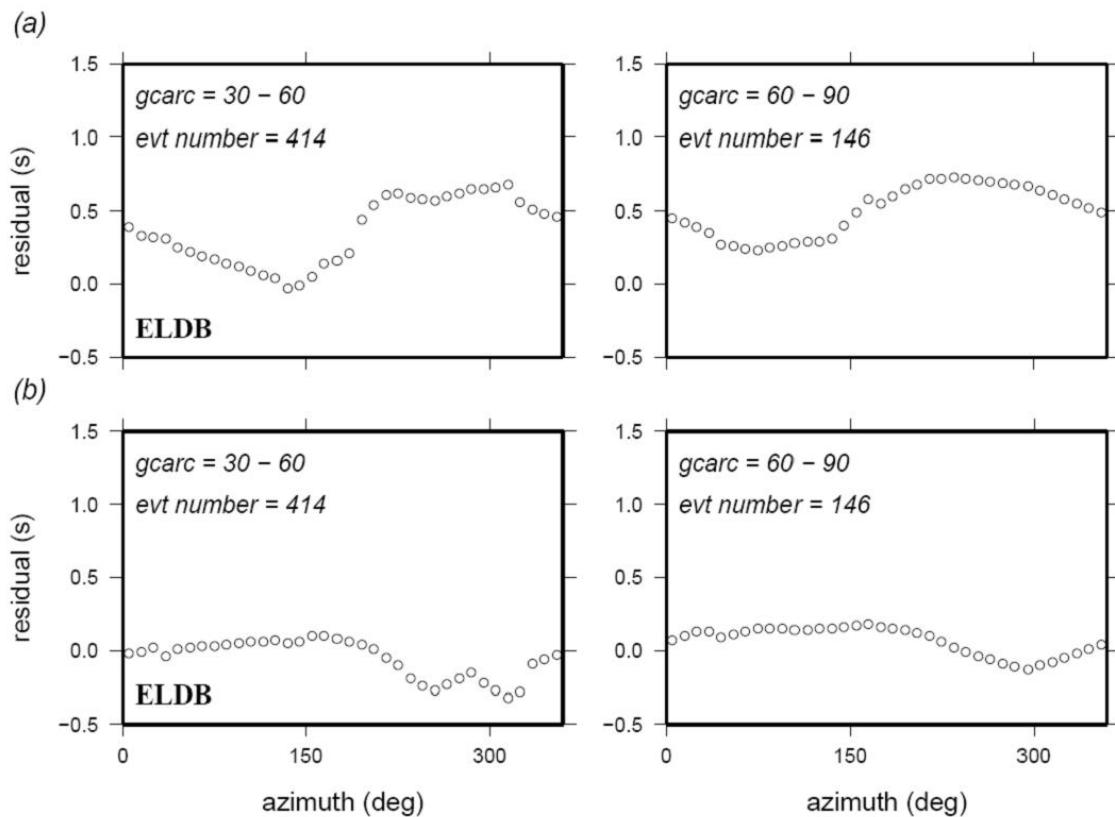


圖 4-1 走時差隨方位角變化曲線。舉 CWB 的測站 ELDB 為例，(a) 根據 (4.1.1) 式計算三維和一維速度模型 (P410s-P) 的差值所得結果作為修正構造異質性的參考值；(b) 則為 (4.1.2) 式扣除 (4.1.1) 式後的差值。震央距  $30^{\circ}$ - $60^{\circ}$  的地震共有 414 筆，以此為基礎每  $10^{\circ}$  方位角線性內插一個殘差值；震央距  $60^{\circ}$ - $90^{\circ}$  則利用 146 比地震資料進行內插。

de Kool et al. (2006) 發展於球面座標中利用三維射線追蹤法 (3-D ray tracing) 計算各種波相在非均質速度模型的到時，本研究使用其提供的程式計算每筆接收函數轉換波相對走時  $(P410s - P)$  和  $(P660s - P)$  在三維速度模型與一維速度模型下的差值 (圖 4-1)，

$$\Delta t_{410} = (P410s - P)_{3D} - (P410s - P)_{1D} \quad (4.1.1)$$

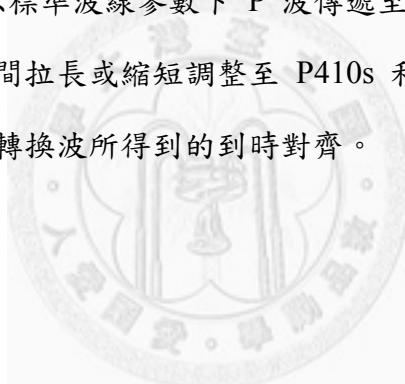
$$\Delta t_{660} = (P660s - P)_{3D} - (P660s - P)_{1D} \quad (4.1.2)$$

在此計算的走時差差值  $\Delta t_{410}$  和  $\Delta t_{660}$  為已扣除全部差值的平均值之後的結果，以避免因震源參數 (包含震源位置和發震時間) 和波相到時彼此的消長關係以及所使用的全球三維速度模型在臺灣地區底下的平均速度偏快，造成計算出的轉換波走時差差值同時具負偏移的情形。根據震央距不同，將每一測站記錄到的所有接收函數其計算的理論走時差差值分成兩群：震央距  $30^\circ$ - $60^\circ$  和  $60^\circ$ - $90^\circ$ 。各群中的走時差差值依據測站到震央的方位角 (backazimuth)，每  $10^\circ$  範圍內取其走時差差值的平均值，並內插出部份方位角缺乏資料的走時差差值。P 波和 S 波的三維速度模型分別使用 Li et al. (2008) 和 Grand (2002) 所發表的全球三維速度模型，並將研究區域內淺層 147 公里以內的速度以高解析度的臺灣地區三維速度模型 Kim et al. (2005) 取代；一維速度模型則使用 Tseng and Chen (2004) 的速度模型，即論文中計算轉換波走時差時所使用的一維速度模型。每個測站根據地震方位和震央距的不同挑選對應的修正時間，令 (4.1.1) 式所得差值為測站下方 350 公里以內地殼和淺部地幔構造側向變化所造成，將修正值平均的內插至接收函數 5-35 秒之間的時間範圍內，以此修正淺部構造對轉換波走時造成的影響。再將 (4.1.2) 式扣除 (4.1.1) 式所得差值令為測站下方 450-620 公里以間構造的側向變化所造成，把修正值內插至接收函數 49-65 秒之間的時間範圍內，修正過渡帶內構造對轉換波走時造成的影響。

#### 4.1.2 波線參數修正 (Moveout correction)

每一筆地震資料因為震源深度與震央距的差異，會有不同的波線參數值。即使鄰近測站接收到同一筆地震資料，具有相似的訊號傳遞路徑且經過相同的構造，還是會因為波線參數的些微不同使訊號之間的相對走時出現差異。測量訊號走時差的同時，因為波線參數不同造成的走時差異也會被包含在內，接收函數疊加時會因這樣的差異使主要訊號無法在正確的時間被疊加，或是被當成雜訊在疊加過程被壓抑，因此在接收函數疊加前須先進行波線參數的修正，即 Moveout correction。

首先選定一個標準波線參數值  $p_{ray} = 0.0573 \text{ s/rad}$  (相當於震央距  $60^\circ$ ，震源深度 33 公里的地震)，以標準波線參數下 P 波傳遞至每個深度的時間為基準，透過把每個接收函數的時間拉長或縮短調整至 P410s 和 P660s 的理論到時對應到與標準波線參數下相同轉換波所得到的到時對齊。



## 4.2 共同點多次方疊加

地震訊號以反摺積的方法把經由速度構造變化產生的轉換波相保存在接收函數中，為了加強接收函數內主要訊號的能量，使用共同點 (Common Conversion Point, CCP) 的疊加方法，將鄰近水平位置和深度內通過該區域的接收函數疊加起來，做為此區域平均的接收函數值。如此一來於同一區域產生轉換波的波相能量可以經由疊加而被增強，反之隨機分布的噪訊則在疊加過程中被消除。先將研究區域的水平方向劃分為  $50 \times 50$  平方公里的網格，接收函數疊加的範圍為網格往東西和南北向各延伸 1 倍網格長度的範圍，也就是  $150 \times 150$  平方公里的範圍(圖 4-2)，再沿著深度方向每 10 公里，擷取通過該疊加範圍的接收函數能量疊加起來(圖 4-3)。

首先，在深度方向假設每一層網格都是一個速度不連續面，已知震央距、方位角和震源深度，根據第二章描述的一維速度模型 (Tseng and Chen, 2004)，計算每筆接收函數 P 波通過每層不連續面轉換成 S 波的位置和轉換波到達測站的理論走時。得知不同深度轉換波對應到的走時和位置後，即可沿著深度將接收函數分解到適當的格點中進行疊加，做為該區域的能量代表。

為了更加突顯主要訊號的能量並壓低噪訊，我們使用非線性 N 次開方疊加 (N-th root stacking) 的方式 (Muirhead, 1968)，首先沿著深度把每一個時間點對應到的接收函數振幅的絕對值開 N 次方根，然後把資料相加平均之後再乘上 N 次方。本研究選擇  $N=2$  作為疊加接收函數的方式。如此一來，在某深度具速度不連續的位置所產生的轉換波訊號，其振幅值因為開平方再乘上平方之後，比直接線性疊加的結果更加倍增強，其它沒有速度不連續面存在的深度所對應的時間段主要是以微弱的噪訊為主，非線性疊加的方式讓相對振幅較小的噪訊更被壓低，再加上疊加時隨機分布的噪訊會彼此干涉，正負號振幅相互抵消，最後得到更清楚的轉換波訊號。

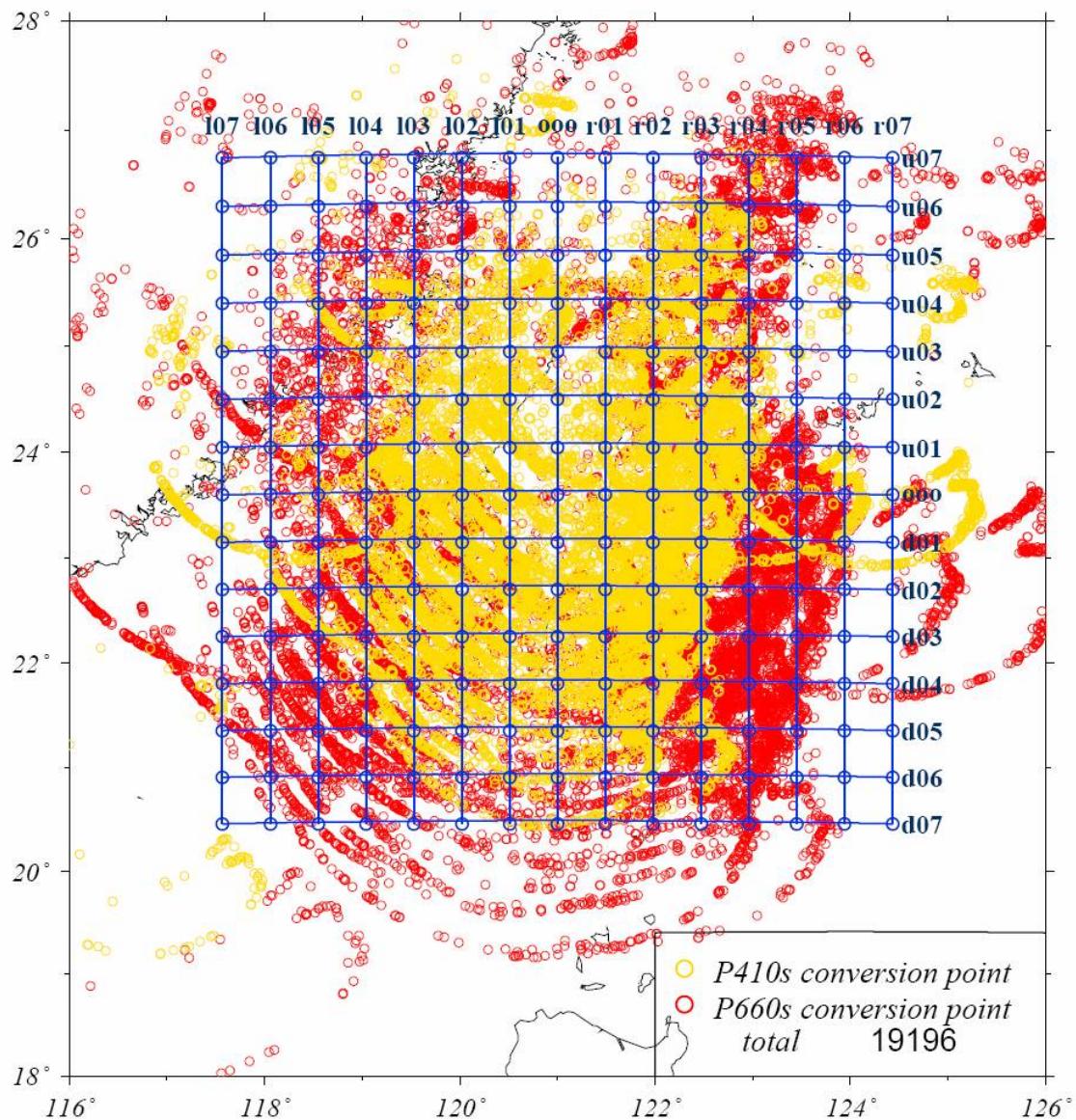


圖 4-2 產生 P410s 和 P660s 轉換波的位置和接收函數疊加時所使用的網格分布圖。轉換的位置是根據 Tseng and Chen (2004) 的一維速度模型所計算得到。黃色和紅色圓點分別為 P410s 和 P660s 轉換波在不連續面上的轉換位置分布。藍線為接收函數疊加時使用的網格；將研究區域劃分為  $50 \times 50$  平方公里的網格，接收函數疊加的範圍為網格往東西和南北向各延伸 1 倍網格長度的範圍。

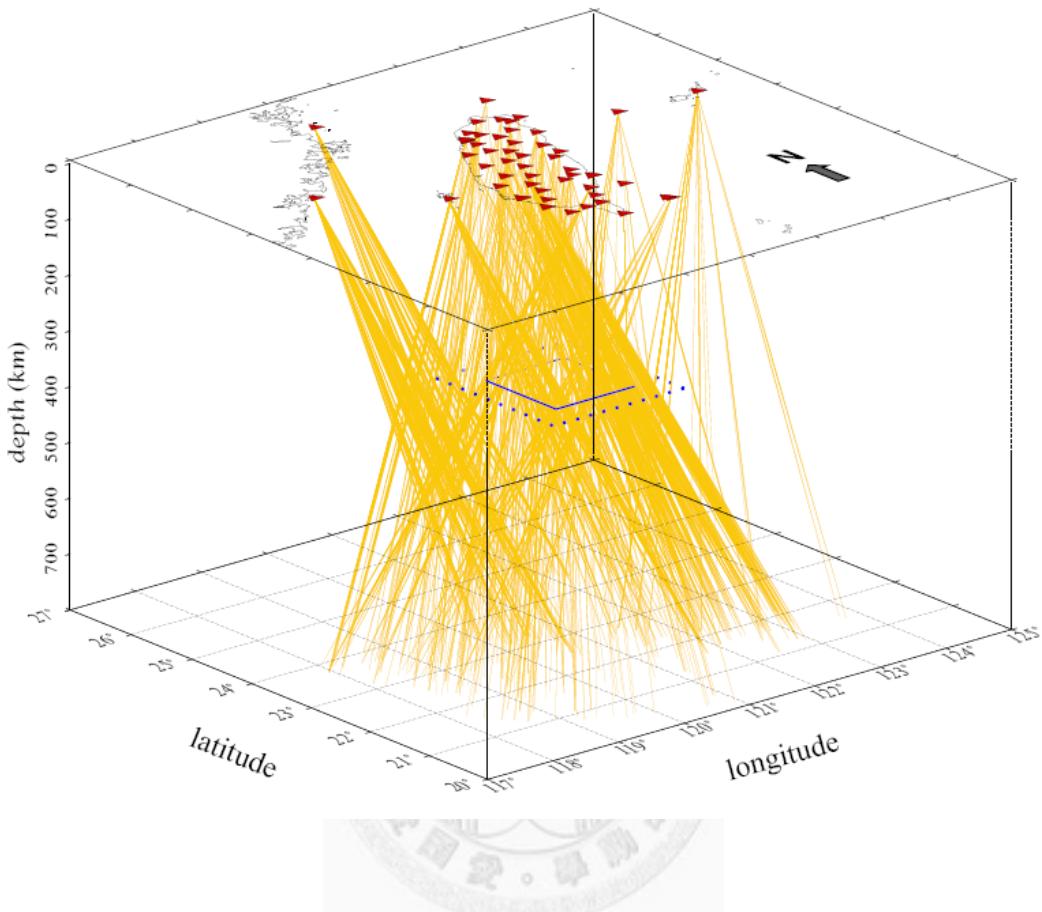


圖 4-3 等深點接收函數疊加示意圖。舉 410 公里深度為例，藍色方框為接收函數在此深度中的某一個網格，藍色虛線圍住的範圍為函數在此網格中的疊加區域，黃線為接收函數在空間中波傳路徑的示意圖。把時間序列對應到深度上，擷取通過藍色虛線方框內接收函數的振幅值，以噪訊比為權重相加後取平均，作為此格點接收到的平均轉換波能量值。文章中格點邊長為 50 公里，疊加區域則為邊長往外延伸 1 倍邊長的長度，因此每個格點彼此的疊加範圍都會有  $2/3$  的重疊；深度方向從 0 至 2880 公里每 10 公里疊加一次。

### 4.3 Pds 走時測量

本文 2.1 章節中提到，一般產生相變的位置並非明顯陡峭的不連續介面，而是某一溫壓環境符合相變條件的範圍。相變區域和反應情形會受到地慢溫度梯度、多種類礦物相變、礦物相變程度、礦物含水程度或板塊隱沒速度等影響，造成不連續面附近震波速度改變的範圍、梯度、強弱都有所不同，這些差異會直接反應在轉換波 Pds 的到時、振幅和波形上，有時甚至可以觀測到多個振幅峰值的訊號，如： Simmins and Gurrola (2000)。因此，Pds 的走時若以最大振幅值的時間作為波相的到時則可能造成偏差，本研究採用能量加權平均的方式計算到時，

$$T = \frac{\sum_{t=t_1}^{t=t_2} H(t)^2 \cdot t}{\sum_{t=t_1}^{t=t_2} H(t)^2} \quad , \text{if } H(t) > 0 \quad (4.3.1)$$

$$T = \sum_{t=t_1}^{t=t_2} H(t)^2 \cdot t \Big/ \sum_{t=t_1}^{t=t_2} H(t)^2$$



式中  $T$  為 Pds 的到時， $H(t)$  為接收函數的時間序列， $t_1$  和  $t_2$  分別為轉換波波相起始和結束的時間，將  $t_1 - t_2$  時間內  $H(t) > 0$  的振幅值平方後做為權重計算波相的平均到時。

#### 4.4 誤差分析

已知一維的速度模型，則由 Pds 轉換波的到時可估算不連續面的地形起伏、地慢過渡帶的厚度以及推論可能的溫度異常。由於地慢過渡帶厚度和溫度異常是了解上地慢地體動力模式很重要的依據，因此必須確認這些參數的可信度，而推算這些參數誤差的來源主要是與 Pds 到時的誤差大小有關。因為無法以一個簡單的物理公式估計 Pds 走時的誤差，本研究採用 Bootstrapping 的方法估計資料的誤差 ( Tichelaar and Ruff, 1989 )。Bootstrapping 的基本概念為重新採樣 ( re-sampling )，從母體中重複的隨機取樣，每次選取固定數目的樣本成為一個子集合，取樣後再把樣本放回母體中，而後重新取樣，最後將這些重新取樣後的子集合作為新的資料庫，用來計算模型參數，並以子集合間的標準差作為原始模型的誤差。



## 第五章 研究結果

### 5.1 接收函數疊加結果

根據 (圖 4-2) 間距 50 公里的網格，沿著深度方向每 10 公里範圍內所對應到時間段之內的接收函數截取出來，於該深度的水平位置以每個網格格點為中心，將所有穿過周圍  $150 \times 150$  平方公里面積範圍內所截取出來的接收函數作振幅開二次方相加之後平均再平方。選取 150 公里寬的面積範圍作為疊加接收函數能量的原因，主要是考量到在可以得出穩定的接收函數影像同時達到最大側向解析度的條件之下所能使用的最小疊加面積。(圖 5-1) 為臺灣下方接收函數疊加後縱向及橫向網格得到的結果，如圖所示，在 41 秒及 70 秒左右的時間位置大致上都能夠清楚的疊加出 P410s 和 P660s 波相，除了通過臺灣下方的 P410s 轉換波能量明顯低於其他地區。但從 P410s 穿過臺灣底下的波線分布來看 (圖 5-2)，涵蓋每個網格面積範圍內所穿過的 P410s 波線數目皆超過 1000 筆，其相對較弱的疊加能量顯然和資料採樣不足無關，應是與臺灣底下 410 公里附近的複雜構造有關，在第六章將針對此現象做進一步討論。根據 (4.3.1) 式，分別取 39-50 秒和 63-76 秒時間內正向振幅平方值作為權重，將該波相正向振幅值的平均到時訂為 P410s 和 P660s 轉換波相對直達 P 波的到時，即 (P410s-P) 和 (P660s-P) 到時差，(圖 5-1) 黃色區塊標示的區間即為計算 P410s 和 P660s 波相平均到時所選取的時間窗，最後訂出的到時則為紅點所標位置。

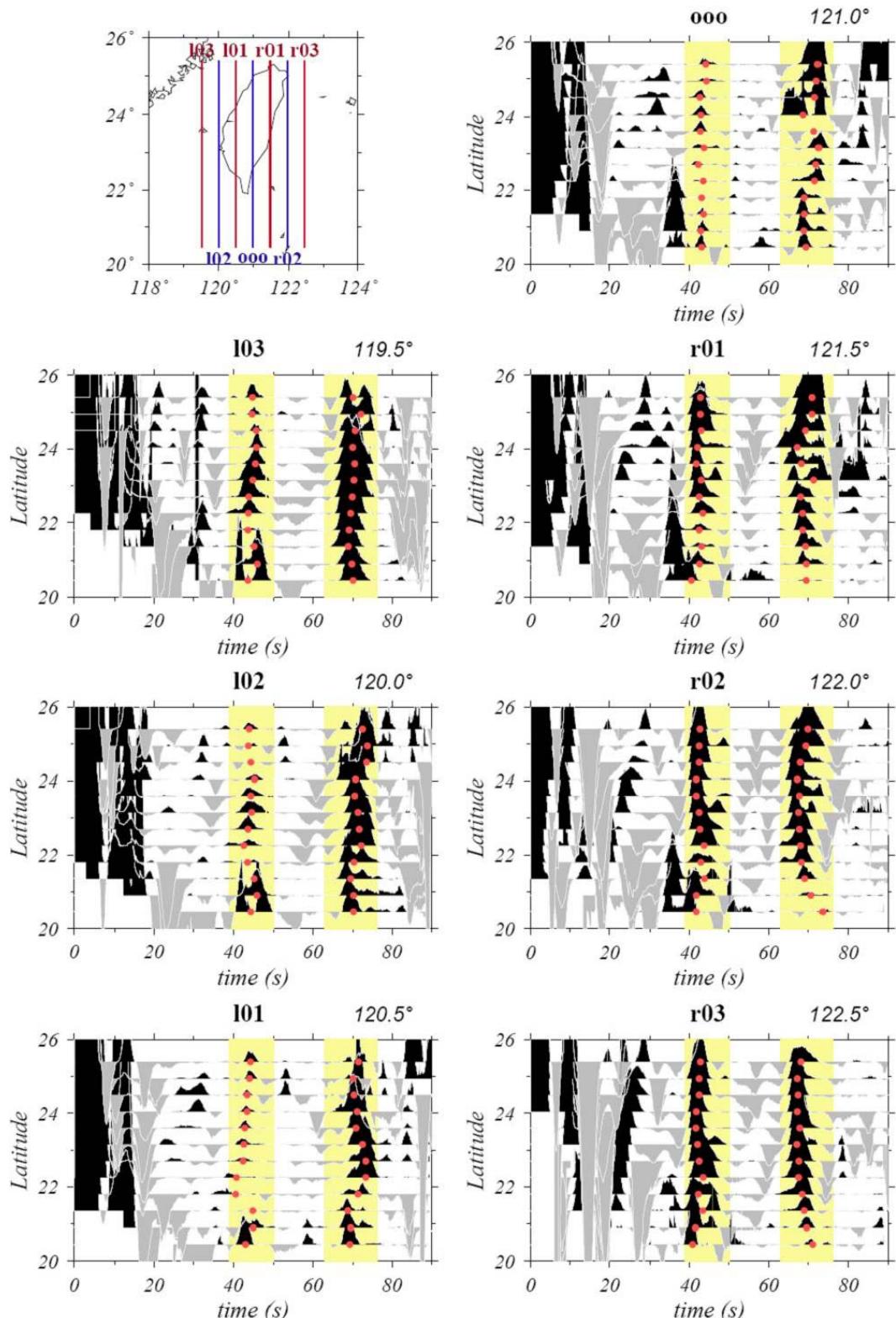


圖 5-1a 接收函數疊加結果。圖中為南北向測線上接收函數疊加的結果，P410s 和 P660s 波相分別位在 40 秒及 70 秒左右的位置。計算黃色區塊內正向振幅值平方的平均訂為轉換波的相對到時，所得到時以紅點標示。

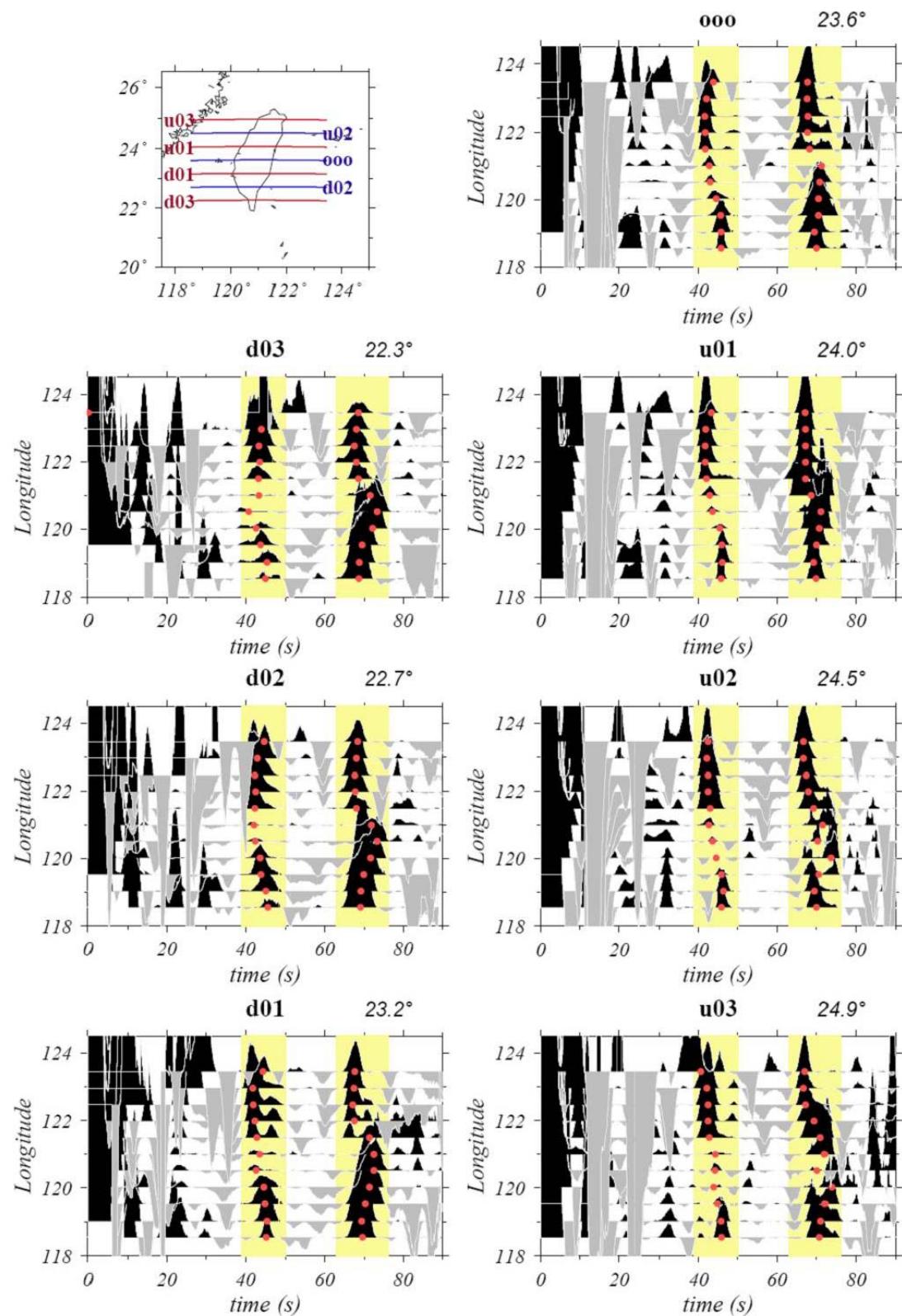


圖 5-1b 東西向測線上接收函數疊加的結果。

## 5.2 不連續面深度的側向變化

根據各點位置將求得的 (P410s-P) 和 (P660s-P) 相對到時投影到地表，如 (圖 5-2) 所示，即可大致看出 410- 和 660-公里不連續面的地形或深度的側向變化。(圖 5-2a) 由左至右分別為轉換波 P410s 和 P660s 通過不連續面的波線密度分布以及兩者波線數目的平均值。因為有大量來自東南方的地震資料，因此轉換波會集中通過在臺灣東南方外海處底下的不連續面。綠色方塊為轉換波到時根據 bootstrapping 方法訂出的標準差，被定為 (P410s-P)、(P660s-P) 和 (P660s-P410s) 相對到時的誤差。P410s-P 在波線集中處有較小的標準差值，但在格點外圍由於資料量不足，誤差值較大；P660s-P 的到時則是在臺灣中西部以及鄰近西海岸的地區因資料較少誤差值較高，從 (圖 5-1a) 切過  $23^{\circ}\text{N}$ - $24^{\circ}\text{N}$  附近的橫向剖面 r01 可看出 P660s 在此區域疊加結果不甚理想，無法將雜訊消除，導致疊加的能量往後散開無法集中。

(圖 5-2b) 由左至右分別為觀測的 (P410s-P)、(P660s-P) 和 (P660s-P410s) 相對到時差減去一維參考模型預測值所得到的走時殘差 (differential residual) 的側向變化，以暖色系代表走時殘差值為正，反映不連續面深度異常為正值，較一維速度模型訂出的深度為深；反之，以冷色系代表走時殘差值為負，不連續面深度較一維參考模型訂出的深度為淺。圖中僅畫出格點內轉換波通過數目大於 100 筆及所得到時標準差小於 1.5 秒的結果，除了格點落在疊加區域南緣  $20^{\circ}\text{N}$  以南區域因缺乏臺灣島外的測站以及西北、東北角附近由於從該方位角過來的遠震數目較少，造成疊加結果不佳以外，大體上在臺灣以及鄰近周圍地區其測量的相對到時差誤差皆小於 1.5 秒。1.5 秒的誤差造成在 410 和 660 公里不連續面所估算的深度誤差大致分別約 14 和 18 公里，其反應的溫度異常誤差則為 156 K 和 286 K 左右。

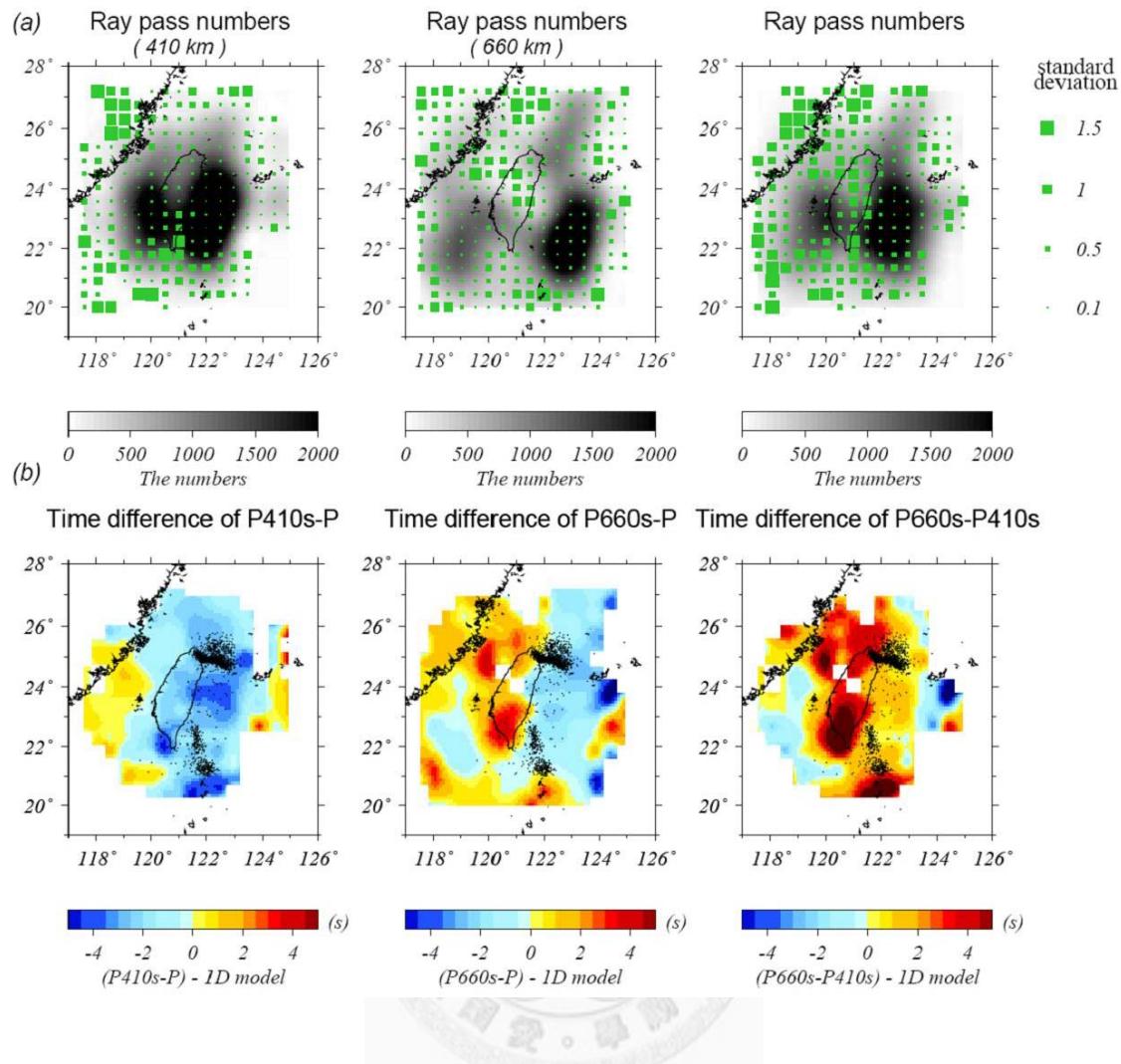


圖 5-2 轉換波 P410s 和 P660s 通過不連續面時的波線密度分布和 (P410s-P)、(P660s-P) 和 (P660s-P410s) 相對走時異常的側向變化。(a) 為每個格點中轉換波通過不連續面的數量，自左至右分別代表 410 和 660 公里不連續面上的轉換波個數以及兩者的平均數目，綠色方塊為對應的轉換波相對走時的標準差或誤差。(b) 為觀測的轉換波相對走時扣除一維模型理論值所得到的走時殘差異常的側向變化，由左至右分別為 (P410s-P)、(P660s-P) 和 (P660s-P410s) 的結果，圖中僅畫出格點內轉換波通過個數大於 100 筆及所得到時標準差小於 1.5 秒的結果，黑點為深度大於 100 公里、規模大於 3.0 的地震分布。

大致上 (P660s-P410s) 的時間差在臺灣本島以及鄰近的西北方臺灣海峽和東邊西太平洋海域底下的地幔過渡帶皆高於一維參考速度模型的理論時間差，表示臺灣下方地幔過渡帶厚度大於參考模型的厚度 250 公里。(P410s-P) 時間差的分布在臺灣區域均偏向藍色，表示不連續面的深度位置淺於參考模型的理論深度。臺灣中部北緯  $24^{\circ}$ 、 $121^{\circ}$ E 以東東部外海附近地區 (P410s-P) 值偏低，此區域正是臺灣南部隱沒板塊系統中歐亞板塊往東隱沒至菲律賓海板塊下方是否往北延伸備受爭議之處，從 (圖 5-1b) 分別切過  $24^{\circ}$ N 和  $23.6^{\circ}$ N 的橫剖面 u01 和 ooo 中可以看到此區域的接收函數有很好的疊加結果，且誤差低於 0.15 秒，因此推測隱沒的歐亞板塊有往北延伸至北緯  $24^{\circ}$  且隱沒板塊底部至少達到 410 公里不連續面，在同樣地區底下 660 公里不連續面附近，並未發現 (P660s-P) 的到時差有顯著延遲，意味著歐亞板塊在臺灣中部底下最深的隱沒深度並未觸及 660 公里不連續面。(P660s-P) 到時差正異常的最大值落在臺灣南部和西北部臺灣海峽區域，從 (圖 5-1) 縱剖面 l02、l01 及橫剖面 u03、d01、d02、d03 可以清楚看到 P660s 在通過這些區域時走時有增加的情形，但在同樣地區底下，(P410s-P) 到時差除了在臺灣最南端附近有負值異常之外，其它區域並沒有觀察到不連續面有明顯變淺的現象，顯示此區域只有 660 公里不連續面有加深的情形。從 (圖 5-1) 所示疊加的 P660s 訊號來看，在西北部臺灣海峽地區 (P660s-P) 到時差正異常最大的地區所得到 P660s 波形相當複雜，例如以 (圖 5-1b) 中通過臺灣海峽西北部的 l03 和 l02 縱剖面來看，在  $24^{\circ}$ - $26^{\circ}$ N 間所疊加的 P660s 波形皆出現兩個以上的峰值，尤其以通過最大異常值出現的 l02 剖面可到 P660s 的波相持續時間很長，且波形複雜，造成估算的平均到時差異常偏正，但若以最早到的能量作為 P660s 的到時，則不會出現正異常的現象。顯示該區結果可能因資料量相對較少，造成疊加訊號無法集中，產生單一脈衝的波形。

取觀測的 (P410s-P)、(P660s-P)、(P660s-P410s) 到時差扣除其對應的一維速度模型預測值所得到的走時殘差值，將其中測量誤差小於 1.5 秒且疊加波線數目

大於 100 筆的資料分別由 (P660s-P410s) 對 (P410s-P) 以及 (P660s-P410s) 對 (P660s-P) 的走時殘差作圖，圖 5-3 藍線為線性迴歸，以能夠得到各點至回歸線最短距離總和的最小值為基礎進行回歸。從 (圖 5-3a) 和 (圖 5-3b) 可以明顯看出 (P410s-P) 和 (P660s-P) 對 (P660s-P410s) 的相對到時分別呈現負相關和正相關的結果，代表 P660s-P410s 走時殘差的異常同時受 (P410s-P) 以及 (P660s-P) 走時殘差的影響，也就是說臺灣地區底下地慢過渡帶的厚度變化同時受到 410 和 660 公里不連續面地形起伏的影響。紅色、藍色、黃色星號分別表示本研究使用的一維速度模型 (Tseng and Chen, 2004)、IASP91 和 AK135 模型在波線參數為 0.0573 s/rad 時各相對走時差對應的位置。

透過線性迴歸分析可以找出 (P660s-P410s) 與 (P410s-P) 和 (P660s-P) 的相關性。由於每組走時殘差數據都具備誤差，因此採用正交回歸 (orthogonal regression) 的方式，根據最小平方原理找出各點資料到回歸直線的垂直距離總和最小時所對應的最佳回歸直線，如圖中藍線所示。從 (圖 5-3a) 中可看出 (P410s-P) 對 (P660s-P410s) 的走時殘差關係中，本研究使用的一維模型其預測值大致落在迴歸直線上，而全球平均一維速度模型 IASP91 和 AK135 則落在直線之下，顯示臺灣地區底下 410 公里以上的平均速度較符合 Tseng and Chen (2004) 的模型，若依據 IASP91 和 AK135 為參考模型，則所求得的 410 公里不連續面地形抬升的程度會減小，深度變深。此外，大部分走時殘差的觀測值落在紅色星號的右下角，顯示臺灣地區底下 410 公里不連續面的深度確實較一維模型更淺。從 (圖 5-3b) (P660s-P) 對 (P660s-P410s) 的正相關關係圖中可看出 Tseng and Chen (2004) 的一維模型所預測的理論走時殘差值落在迴歸線上方，意味著臺灣地區底下地慢過渡帶的平均速度可能較一維速度模型更快，使得 P660s 相對更早到，產生較小的 P660s-P 走時殘差值，而 AK135 和 IASP91 模型則的落在迴歸直線上，意味著地慢過渡帶的平均速度較 Tseng and Chen (2004) 模型為快，因此依據兩者模型所得的 660 公里不連續面的深度也如同 410 公里不連續面一樣會變深 (見附錄 A 中的

圖 A1 和圖 A2)。同樣地，大部份觀測值皆落在紅色星號的右上角，顯示 660 公里不連續面的深度較深，因此 410 和 660 公里不連續面同時分別變淺和加深是造成地幔過渡帶厚度增加的主要原因。

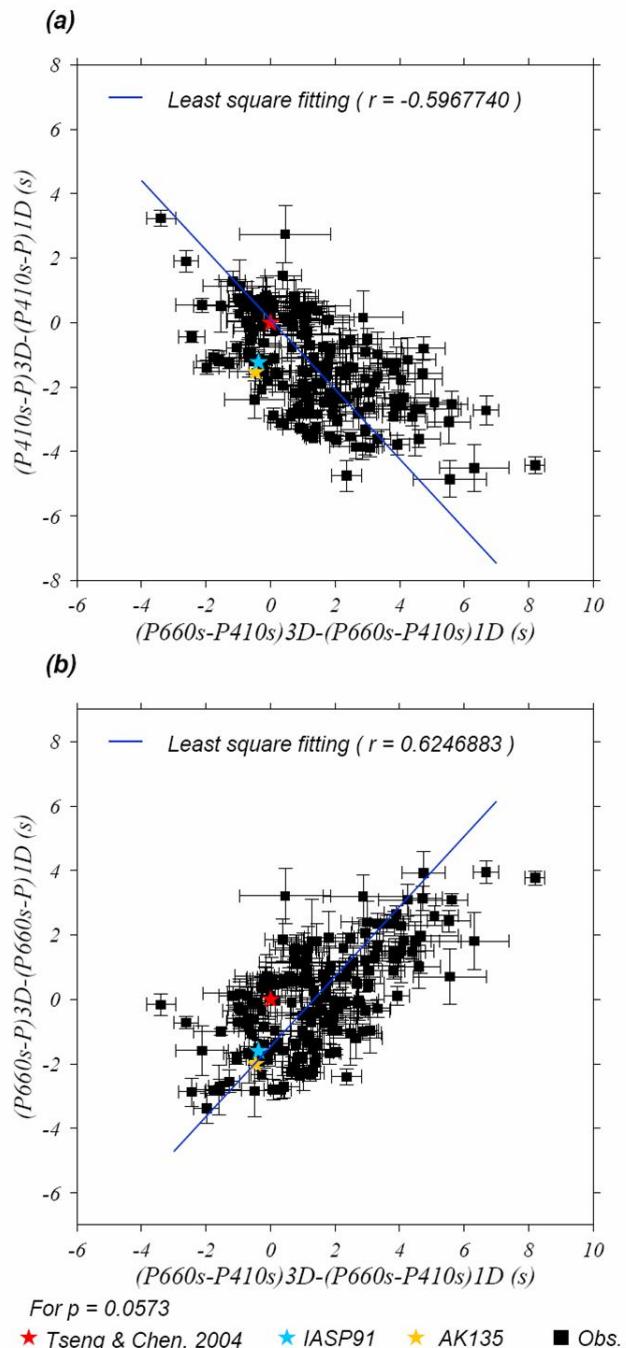


圖 5-3 觀測的  $(P410s-P)$ 、 $(P660s-P)$  和  $(P660s-P410s)$  相對走時分別扣除一維模型的理論值所得到的走時殘差，分別以  $(P410s-P)$  和  $(P660s-P)$  對

(P660s-P410s) 作圖，求其相關性。同時利用正交線性迴歸方式找出資料點最符合的線性關係。圖中只顯示相對走時量測誤差小於 1.5 秒的資料，藍線為迴歸直線，紅色、藍色、黃色星號分別表示 (Tseng and Chen, 2004)、IASP91、AK135 三種一維速度模型在波線參數為 0.0573 s/rad 的結果，兩者之間的相關係數表示於圖上。 (a) 為 (P410s-P) 對 (P660s-P410s) 作圖，所得結果呈現負相關性；(b) 為 (P660s-P) 對 (P660s-P410s) 作圖，所得結果呈現正相關性。



### 5.3 地慢過渡帶溫度異常

由於臺灣地區歐亞大陸板塊往東隱沒的板塊屬於年輕的隱沒板塊系統，缺乏深震，板塊不易將水分帶到地慢過渡帶，因此不連續面的深度變化主要受到溫度的影響。

首先把轉換波的相對到時換算為深度變化。在進行共同點多次開方疊加前，因不同波線參數會造成轉換波相對 P 波走時有所差異，此現象與不連續面深度變化無關，因此已將每一接收函數時間軸修正至波線參數值  $p_{ray} = 0.0573 \text{ s/rad}$  的情況，相當於疊加後的訊號為震央距  $60^\circ$ 、震源深度 33 公里的地震所產生的接收函數。根據波線理論 (ray theory) 計算各個深度轉換波的理論到時，即可將觀測的 (P410s-P) 和 (P660s-P) 相對走時直接轉換成深度，得到臺灣地區 410 和 660 公里不連續面位置相對一維速度模型定義的全球平均不連續面深度的起伏變化，並由兩者相對走時之間的差值估算地慢過渡帶厚度的側向變化 (圖 5-4a)。

從 (圖 5-4a) 最左邊的圖可發現在中臺灣東部外海區域有關隱沒板塊是否存在的爭議之處的 410-公里不連續面，其深度往上抬升  $34 \pm 2$  公里，而 660-公里不連續面深度下降最多的南臺灣則可達  $47 \pm 4$  公里。地慢過渡帶最厚的區域為南臺灣北緯  $22^\circ$  左右的位置，假設不連續面礦物不含水分且礦物含量主要為橄欖石，則可分別令 410 和 660 不連續面上產生相變時的 Clapeyron slope 值為  $3.0 \text{ MPa K}^{-1}$  和  $-2.1 \text{ MPa K}^{-1}$  (Bina and Helffrich, 1994)，再令壓力隨深度變化值為  $0.03 \text{ km MPa}^{-1}$ ，一起代入 (2.2.3) 式之後，即可將過渡帶厚度變化轉為溫度異常值，得到  $-370 \pm 67 \text{ K}$  的溫度異常值。

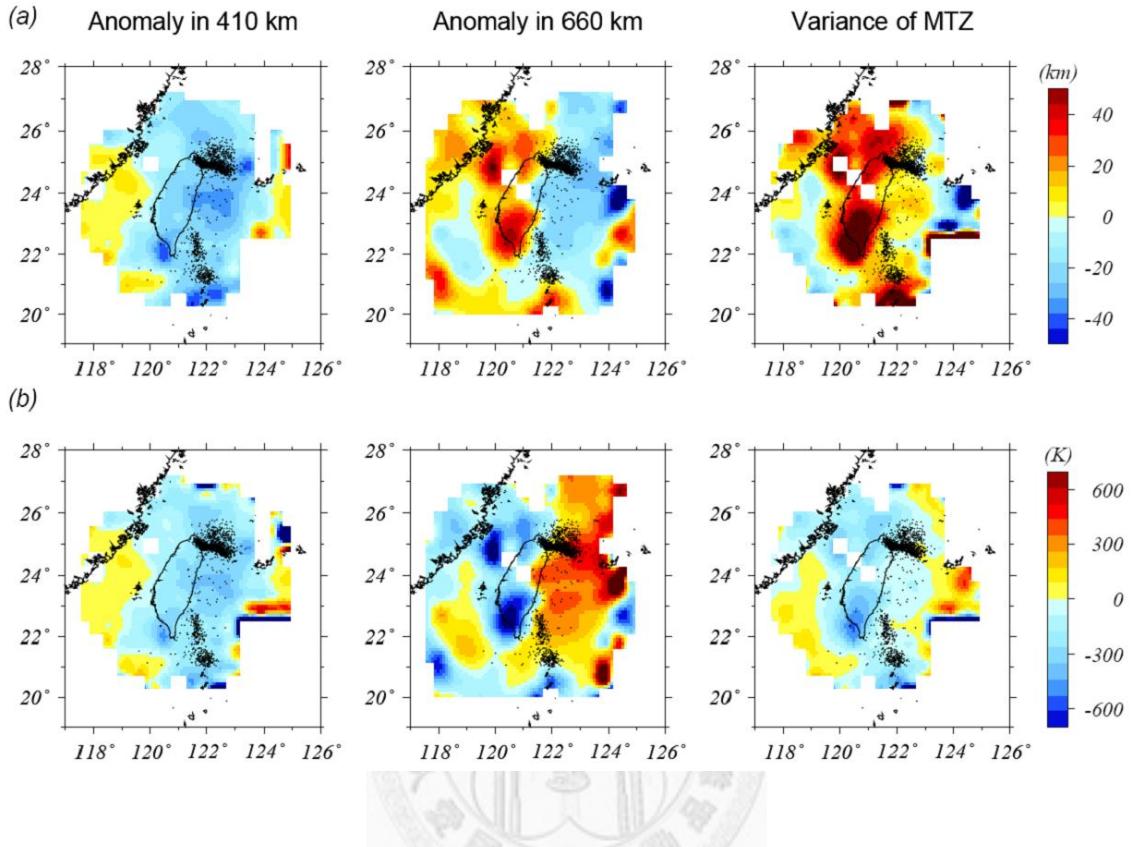


圖 5-4 410 和 660 公里不連續面深度和溫度異常。(a) 以參考波線參數值  $p_{ray} = 0.0573$  (s/rad)，根據波線理論 (ray theory) 計算不同深度產生轉換波相對 P 波的理論到時，將觀測的相對到時轉換成深度。圖中由左至右分別為 410 公里不連續面、660 公里不連續面深度側向變化及地慢過渡帶厚度變化。(b) 令 410 和 660 不連續面的 Clapeyron slope 值為  $3.0 \text{ MPa K}^{-1}$  和  $-2.1 \text{ MPa K}^{-1}$ ，壓力隨深度變化值為  $0.03 \text{ km MPa}^{-1}$ ，將不連續面深度變化轉為溫度異常值。左至右分別為 410 公里不連續面、660 公里不連續面和地慢過渡帶溫度異常值。

## 第六章 討論

### 6.1 410-公里不連續面

#### 6.1.1 北緯 $23.5^{\circ}$ 至 $24^{\circ}$ 間的側向變化

從接收函數的結果可以明顯看出在中臺灣東部  $23.5^{\circ}\text{N}$  附近底下 410 公里不連續面的深度，相較於全球平均深度有抬升的情形。(圖 6-1) 為介於  $23^{\circ}\text{N}$  至  $24^{\circ}\text{N}$  之間三條接收函數橫向剖面在深度方向上的分布，灰色虛線為 410 和 660 公里的位置，黑色圓圈標出由 P410s 和 P660s 轉換波到時所定出的不連續面位置(接收函數在深度方向上的分布完整列於附錄 A)。從剖面 u01 ( $24^{\circ}\text{N}$ ) 、ooo ( $23.6^{\circ}\text{N}$ ) 和 d01 ( $23.2^{\circ}\text{N}$ ) 可以看到接收函數在通過中臺灣緯度  $23.6^{\circ}\text{N}$ 、經度  $121.5^{\circ}\text{E}$  以東的區域，包括臺灣本島東岸以及外海地區底下的 410 公里不連續面大約抬升了 30 公里。Chen et al. (2004); Wang et al. (2006); Lin (2009) 和 Wang et al. (2009) 支持南部的隱沒板塊系統有往北延伸至北緯  $23.5^{\circ}$  的位置；其中 Wang et al. (2006) 和 Wang et al. (2009) 是同樣利用遠震和近震記錄所量測的 P 波走時異常逆推臺灣地區三維 P 波速度模型，結果顯示臺灣中部  $24^{\circ}\text{N}$  的位置出現往東傾斜的高速異常構造，並往下延伸至 300 公里的深度，由於其速度模型在深度方向解析能力僅能夠達到 350 公里，大致是震波影像所觀察到類似隱沒板塊高速異常構造所達到的深度，因此隱沒板塊是否繼續延伸至更深位置並無法確認。Chen et al. (2004) 分析來自臺灣東南方遠震資料中的 P 波走時及振幅變化，假設臺灣中部下方隱沒的歐亞大陸板塊為一傾角向東往下延伸至不同深度的二維高速板狀構造，利用二維波形數值模擬的方法計算所造成的 P 波到時和振幅異常，找出最符合觀測波形資料的情況為向東傾斜  $60^{\circ}$  下插至上地慢的高速異常或隱沒板塊構造，其厚度約 100 公里，深度則延伸至 400-500 公里。Lin (2009) 則分析中臺灣東部附近 150 公里以上的深震，根據附近架設臨時線性陣列站所紀錄到的多重路徑 P 波到時，認為隱沒的歐亞大陸板塊存在於中臺灣底下。但對於板塊是否延伸至 150 公里之

下，因該區缺乏 400 公里以下的深震，無法透過類似的研究證實。本研究由接收函數影像提供直接的觀測證據，證實歐亞大陸板塊在中臺灣底下確實存在於上部地幔，至少延伸至 410 公里不連續面處。參考 Li et al. (2008) 製作的全球 P 波三維速度模型，圖 6-2a 分別為深度 338.8、429.2、519.6 和 655.1 公里 P 波相對於一維速度模型 AK135 的速度變化，圖 6-2b 為切過臺灣中部和南部 Pds 走時異常區域的三維速度變化剖面。從（圖 6-2b）切過臺灣中部的剖面可以清楚看到高速異常構造往下延伸至 500 公里左右，儘管解析程度不同，但全球三維速度模型大致上的構造分布與本研究得到的結果是一致的。

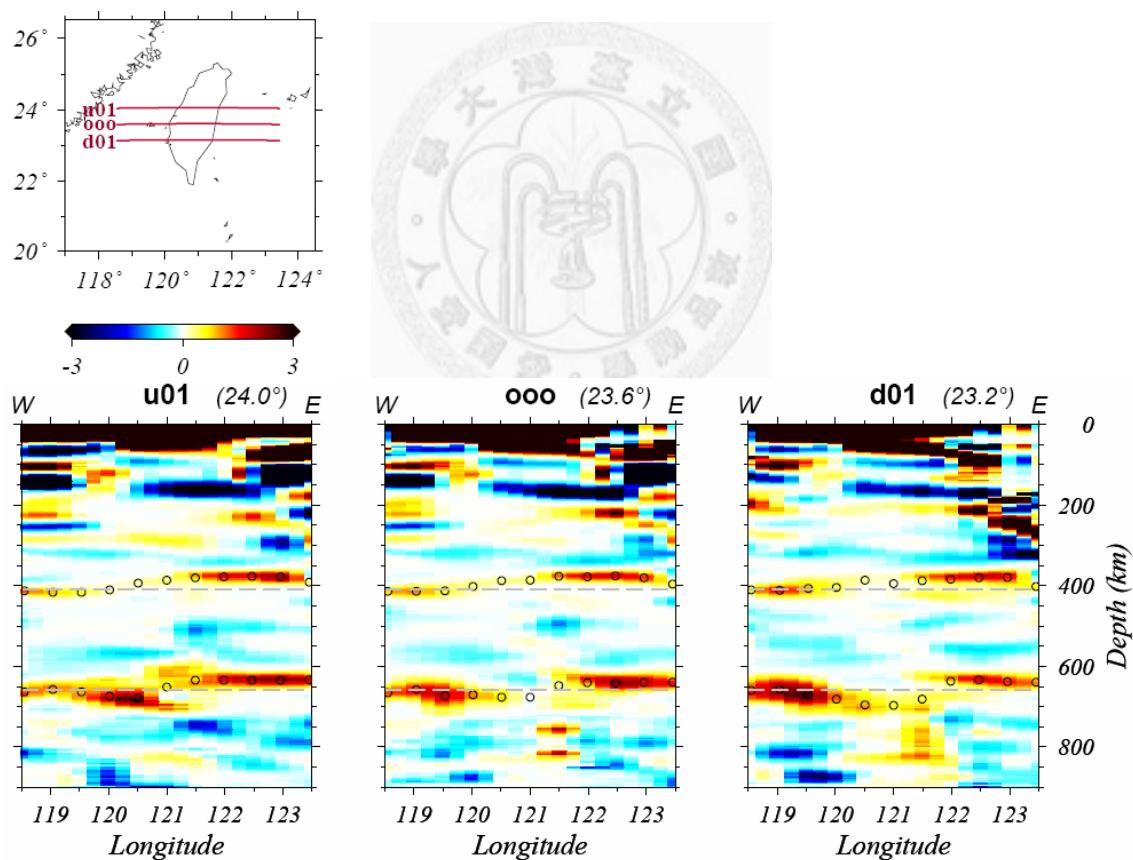


圖 6-1 接收函數轉換成深度方向上的影像。灰色虛線標出 410 和 660 公里的位置，黑色圓圈代表由接收函數轉換波振幅所得到的平均到時所對應到的不連續面位置。

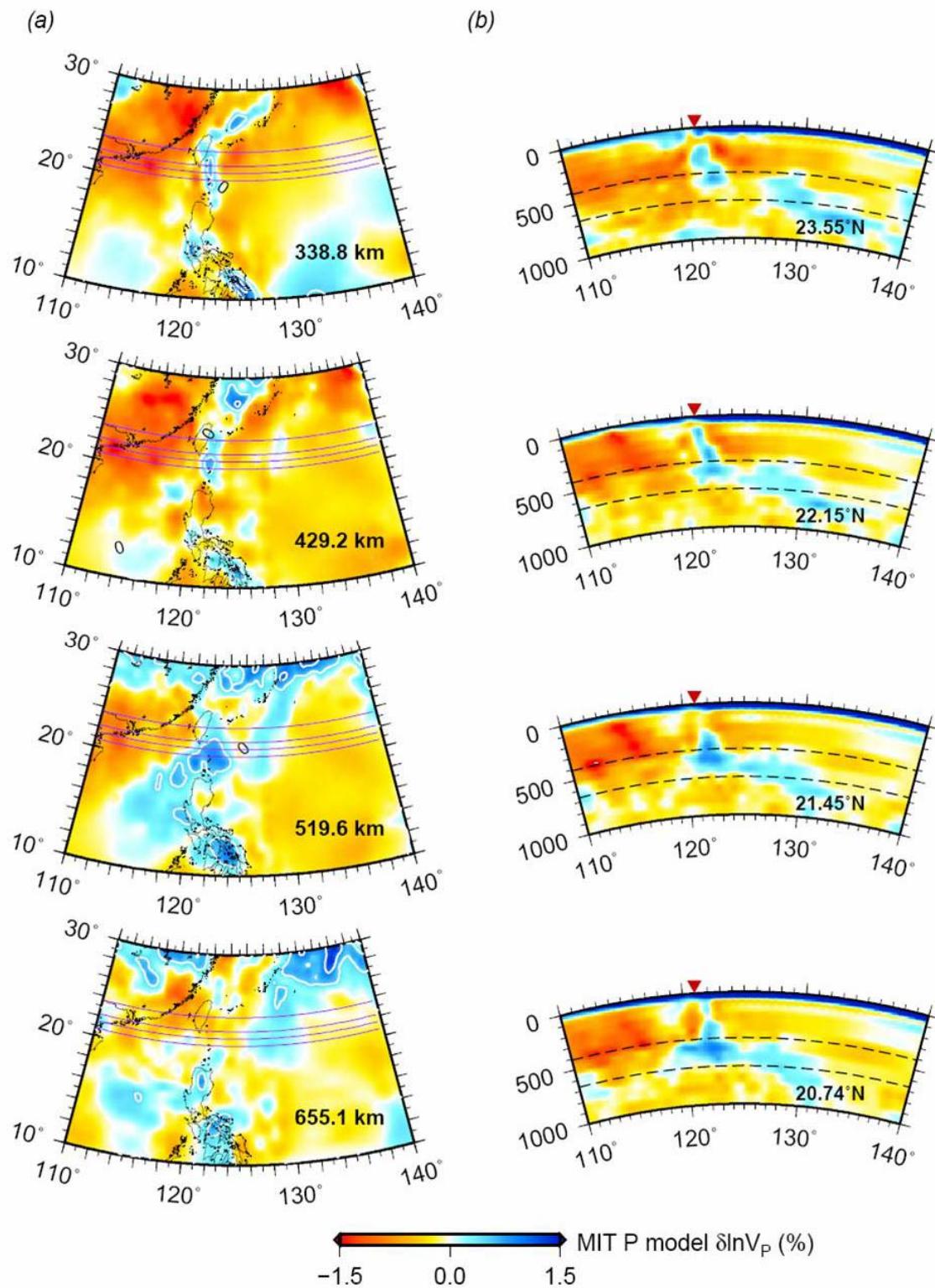


圖 6-2 全球 P 波三維速度模型 (Li et al., 2008)。 (a) 由上至下分別為深度 338.8、429.2、519.6 和 655.1 公里 P 波相對於一維速度模型 AK135 的速度變

化，紫線為圖 (b) 為沿深度方向速度異常所切過的大圓剖面位置。(b) 為切過臺灣南部 Pds 走時異常區域的三維速度變化剖面。從 (圖 6-2b) 剖面可以清楚看到連續往下延伸的高速構造，提供為臺灣南方南中國海海洋岩石圈往東沿著馬尼拉海溝隱沒至菲律賓海板塊下方的證據，從震波速度影像中可看出板塊似乎存在著因 660 公里不連續面和下部地幔黏滯力增加的阻力所影響，大量堆積在地幔過渡帶內往側向延伸至臺灣南部底下的情形。黑色虛線為 410 和 660 公里的位置。



### 6.1.2 北緯 $22^{\circ}$ 以南不連續面的側向變化

從 (圖 5-1a) 位於經度  $120.5^{\circ}\text{E}$  至  $122^{\circ}\text{E}$  之間的縱向剖面 l01、ooo、r01、r02 可以看到在臺灣  $22^{\circ}\text{N}$  以南至  $20^{\circ}\text{N}$  之間，接收函數在 41 秒前大約 35 秒處出現一個能量明顯高出許多的波相，其最大振幅對應的深度大致在 330 公里處，如 (圖 6-3) 用綠線圈出的地方，且僅在  $120.5^{\circ}\text{E}$  以東的接收函數中出現。越偏向東邊的格線，如 r01、r02，由於 41 秒附近的波相振幅漸增，接收函數在 35-45 秒之間出現多個波峰。以 s410p、P660s 和 S660p 的反射及折射訊號，Tibi and Wiens (2005) 在東加隱沒帶觀察到 410-公里不連續面相變帶有 2-10 公里的寬度變化；Meijde et al. (2003) 同樣由 P 波接收函數的結果得到地中海下方 410-公里不連續面相變寬度達 20-35 公里，這些地區都是屬於板塊年齡較老、隱沒速度較快的板塊，由於隱沒板塊的地溫梯度低，與周圍上部地慢的溫度差異大，因此較有機會使隱沒板塊中含水礦物保持穩定的狀態被帶到地慢過渡帶 (Maruyama and Okamoto, 2007)，使 410 公里以上的地慢含水量增加。造成板塊內部的礦物除了提早在較低壓、深度較淺處發生相變外，也使兩相變共存的過渡帶壓力範圍變大，由於相變帶的相變範圍增加，使 P410s 轉換波相不僅相對早到且波形變寬。儘管溫度降低 (Bina and Helffrich, 1994) 和含水礦物都能夠使 410-公里不連續面相變的寬度增加，但含水礦物對相變帶寬度造成的影响劇烈許多 (Smyth and Frost, 2002)。

從圖 6-3 穿過深度  $21.8^{\circ}\text{N}$  的橫剖面 d04 接收函數影像中，可看出在經度  $120.5^{\circ}\text{E}$ - $122^{\circ}\text{E}$  之間大約在 330 公里的深度出現一個很明顯的正向振幅訊號。觀察圖 5-1a 沿經度方向縱向剖面所顯示的接收函數訊號時，亦可發現所有剖面在  $22^{\circ}\text{N}$  以南的位置，於 P 波到達之後約 36-40 秒之間先出現一個振幅很強的訊號，緊接在後有一個振幅相對較弱的轉換波相，其對應的不連續面深度較接近 410 公里。另外，以  $120.5^{\circ}\text{E}$  為界，往西轉換波能量大約集中在深度 410 公里，往東則明顯出現兩個峰值以上的轉換波訊號，其中早到的峰值所對應的深度約在 330

公里附近。計算 P410s 波相的平均到時，若將該波相納入考慮，則顯示的 410 公里不連續面深度會大幅度抬升。除此之外，經度  $120^{\circ}\text{E}$ - $121^{\circ}\text{E}$  之間的區域，深度 410 公里附近轉換波的振幅相當微弱幾至消失。Tonegawa et al. (2008) 分析日本海溝 (Japan trench) 下方地幔過渡帶的接收函數影像，該研究地區位於太平洋板塊以每年大約 8-10 公分的速度往西隱沒至菲律賓海板塊下方的板塊邊界，且伴隨深震。因此作者認為與隱沒的太平洋板塊中含水礦物被帶至深部，經脫水作用使該處地幔楔富含水，造成 410-不連續面明顯增厚且上升至 330 公里甚至更淺的深度，至於在隱沒板塊內部 P410s 的訊號極弱，造成不連續面在此處斷開，往東不連續面訊號則回復清晰，但並無增厚的情形。臺灣南部的隱沒系統往東，同樣在隱沒板塊上覆地幔楔 330 公里處發現不連續面上升增厚的情形，以西則無此現象。值得一提的是，緯度  $22^{\circ}\text{N}$  亦是南中國海海洋岩石圈與歐亞大陸邊緣的界限，以南為典型的海洋板塊對海洋板塊的隱沒系統，南中國海海洋岩石圈沿馬尼拉海溝往東隱沒至菲律賓海板塊之下目前仍持續作用，隱沒作用開始的時間大約在 late Oligocene 至 early Miocene 之間，約 25 Ma 左右 (Hayes and Lewis, 1985)；以北轉成歐亞大陸板塊往東隱沒至菲律賓海板塊之下，因受到臺灣弧陸碰撞造山運動的影響，隱沒速率變得很慢 (Hayes and Lewis, 1985)。南中國海岩石圈隱沒系統相較於其它西太平洋隱沒帶，如東加、日本隱沒帶，是屬於板塊年齡較輕、隱沒速率較慢的情形，不利於水被帶入地幔過渡帶。但 Fukao et al. (2004)、Utada et al. (2009) 和 Shimizu et al. (2010) 等研究地幔電阻性質時，發現菲律賓海下方 410-公里不連續面附近的電導率相當高，並且認為此地區的礦物需有高含水量才足夠解釋其溫度和電導率的關係 (圖 6-4)。因此，本研究接收函數影像中所發現在緯度  $22^{\circ}\text{N}$  以南出現 410 公里不連續面極劇變淺至 330 公里處，並且不連續面寬度變寬的情況，應該為南中國海海洋岩石圈在隱沒的同時將含水礦物帶入 410-公里不連續面附近，經脫水作用將水注入上覆板塊的地幔楔，造成不連續面在隱沒板塊東側  $120.5^{\circ}\text{E}$  以東地幔楔處增厚抬升，並使位在  $120^{\circ}\text{E}$ - $121^{\circ}\text{E}$  之間隱沒板塊

內部的不連續面訊號變的微弱。參考 Li et al. (2008) 製作的全球 P 波三維速度模型，從 (圖 6-2b) 切過臺灣南部  $22.15^{\circ}\text{N}$  以南的剖面可以清楚看到高速異常構造延伸至上部地幔底部，顯示臺灣南方南中國海海洋岩石圈往東沿著馬尼拉海溝隱沒至菲律賓海板塊下方達到地幔過渡帶的底部，與本研究得到的結果是一致的。

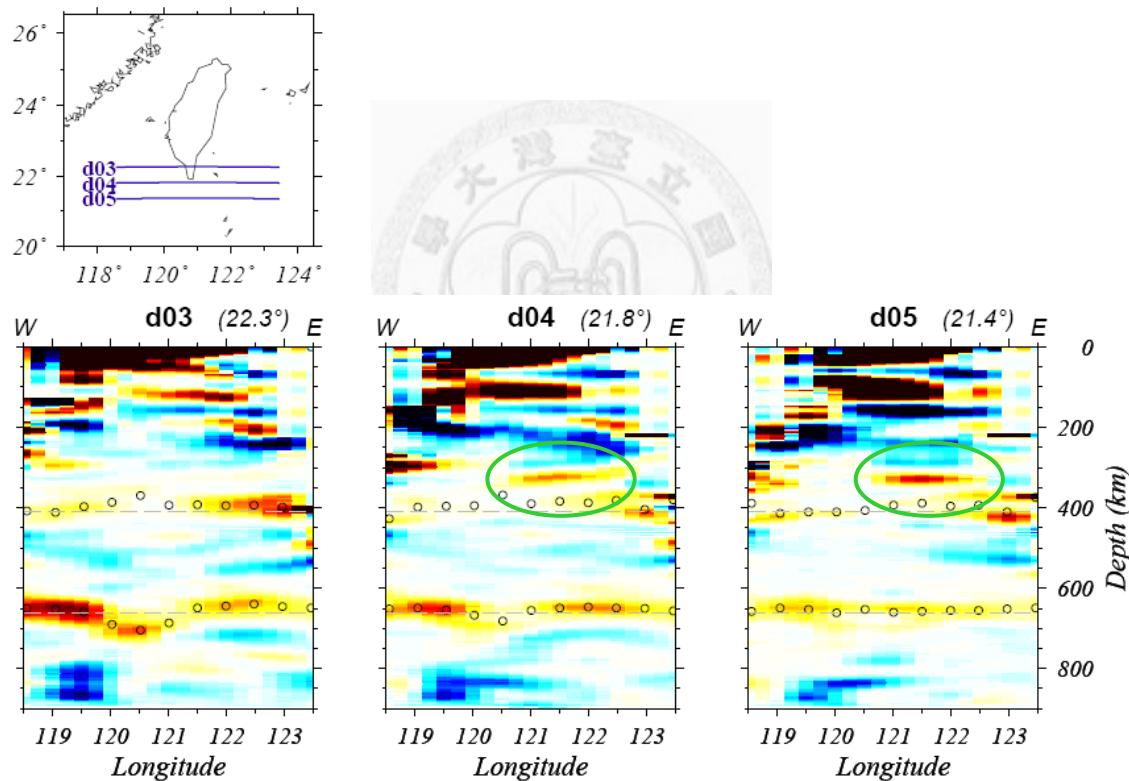


圖 6-3 接收函數轉換成深度方向上的影像。綠色圓圈圈出的區域為 330 公里出現的明顯正向振幅訊號。

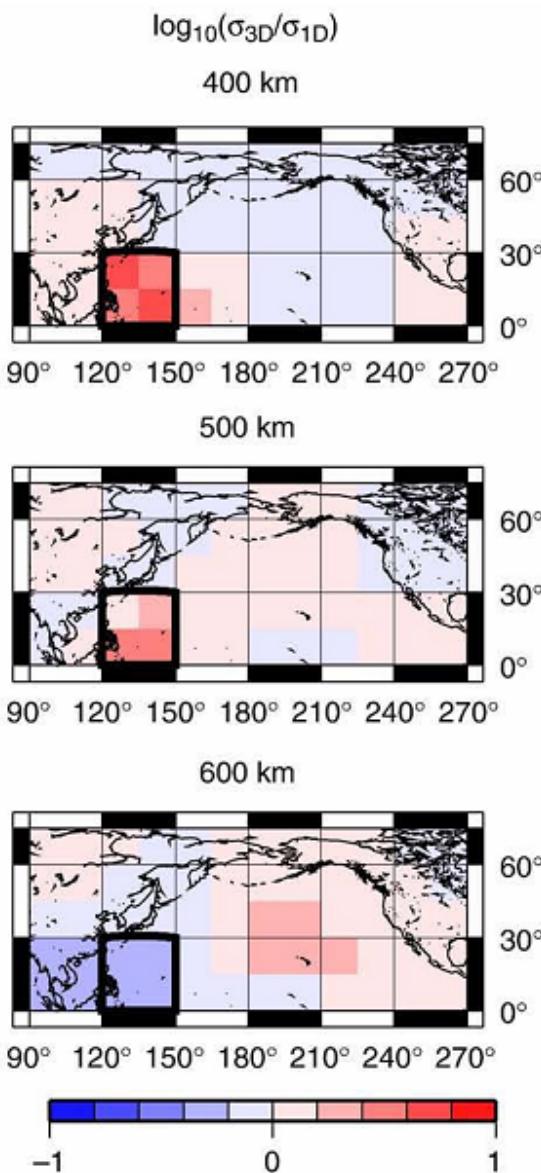


圖 6-4 Utada et al (2009) 修正 (Fukao et al., 2004) 研究太平洋地區地幔過渡帶電導率層析成像得到的結果。圖中的電導率值為相對於一維模型的變化值，黑色方框圈出的地區為菲律賓海區域，在 400 公里左右的深度位置，電導率值偏高，表示此深度礦物含水比例偏高；由於隱沒板塊在到達 600 公里深度前就已完全脫水，因此電導率值偏低。

## 6.2 660-公里不連續面

臺灣 660-公里不連續面最深的異常位置大約在臺灣南部  $22^{\circ}\text{N}$  (圖 5-4a)，此處正好為南中國海海洋岩石圈往東沿著馬尼拉海溝隱沒至菲律賓海板塊下方的北界，章節 6.1 中亦提到 410-公里不連續面在此處有明顯的抬升情形。從 (圖 6-5) 切過介於緯度  $21.5^{\circ}\text{N}$ - $22.5^{\circ}\text{N}$  間的橫向剖面 d02、d03 和 d04 接收函數影像可明顯的看到在經度  $120^{\circ}\text{E}$ - $121.5^{\circ}\text{E}$  區域之間 660-公里不連續面呈現明顯的下降。因此推論隱沒的南中國海海洋岩石圈在此處達到 660 公里不連續面的深度。從全球 P 波三維速度模型中雖然 655.1 公里深度的水平剖面所看到速度變化，沒有在臺灣下方發現高速異常的構造 (圖 6-2)，但從沿著深度方向的剖面來看，可明顯發現南中國海岩石圈的快速構造往下延伸至地慢過渡帶底部。且由於 660 公里不連續相變因溫度降低發生延遲，板塊內部 660 公里附近還未發生相變的礦物相較周圍地慢已發生相變的礦物密度為輕，因此產生不利繼續隱沒的浮力。同時因下地慢的黏滯性較大的阻力，形成隱沒板塊在地慢過渡帶底部停留沿側向堆積的情形，並且一直延伸至  $125^{\circ}\text{E}$  以東的地區，隱沒板塊因本身堆積的重力克服阻力後才繼續往下隱沒至下地慢。關於菲律賓海下方 660-公里不連續面的電阻性質測量，並未發現高導電率的異常現象 (Fukao et al., 2004; Utada et al., 2009; Shimizu et al., 2010)，因此認為隱沒板塊中的含水礦物應該在 410-公里不連續面處就已經完全脫水。由於礦物在 660-公里不連續面已不含水分，臺灣下方 660-公里不連續面的深度主要受停留在 660 公里附近隱沒板塊殘骸本身溫度較低的影響而產生下陷的異常現象。雖然全球速度模型與小範圍的區域觀測解析能力不同，但從本研究接收函數影像所得到 660 公里不連續面的深度變化大致和全球三維速度模型所得到的結果吻合。

除了南臺灣以外，臺灣中部往西延伸至臺灣海峽 660-公里不連續面的深度相較於周圍地區偏深。該處因通過 P660s 轉換波的數目相對其它區域較少，因此疊加的訊號能顯較相鄰區域微弱，從 (圖 6-5) 切過該區的橫剖面 u02 和 ooo 可看到

660-公里不連續面附近的訊號在剖面的東西兩側相當連續平整，且位置接近 660 公里，但在  $119.5^{\circ}\text{E}$ - $121^{\circ}\text{E}$  之間，即臺灣中西部和以西臺灣海峽底下的疊加訊號則變得相當不清楚且不連續，尤其是在 u02 剖面  $120^{\circ}\text{E}$  附近深度 700 公里處突然出現的訊號。以目前在該區的有限資料以及的微弱的疊加訊號，無法確認所觀察到 660 公里不連續面深度異常是疊加的假像亦或是臨近的隱沒系統所隱沒的板塊於 660-公里不連續面處留下的殘骸所造成影響。未來如能增加通過該區的波線數目將有助於解答此問題。

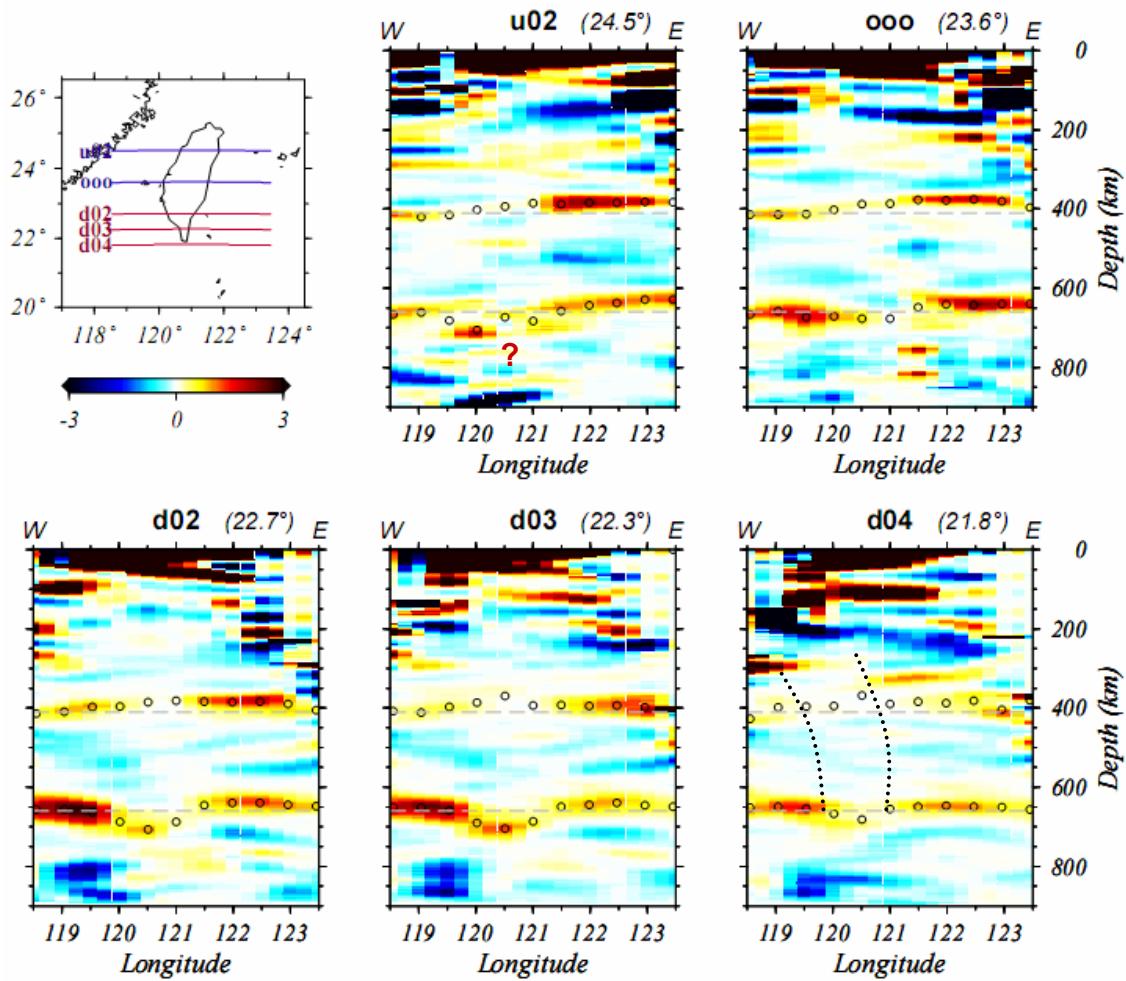


圖 6-5 接收函數轉換成深度方向上的影像。d04 ( $21.8^{\circ}\text{N}$ ) 剖面中黑色虛線標出南中國海海洋岩石圈在地慢過渡帶的下插情形。

### 6.3 不連續面間的訊號

將接收函數疊加後，除了在 41 秒及 70 秒附近得到 P410s 和 P660s 波相外，大約在 50-60 秒之間的位置還觀察到一個反向訊號，如 (圖 5-1a) 的 r01 縱剖面，若把時間換算為深度，則此訊號出現的深度大約在 500-600 公里的位置。Gao et al. (2002) 利用接收函數觀察非洲南部地幔的不連續面時，也在部份頻段中，深度大約 570 公里處得到一個反向訊號，但 Ai et al. (2003) 則是在大陸東部觀察到正向的訊號。過去主要是在長週期的 SS 和 ScS 波到達之前可發現一些前兆訊號 (precursor)，被解釋成是這些波在  $\beta$  相的尖晶石轉變成  $\gamma$  相所形成的 520 公里不連續面並在其底部產生反射 (underside reflection) 的結果 (Flanagan and Shearer, 1998; Revenaugh and Sipkin, 1994; Deuss and Woodhouse, 2001)，因相變造成 S 波速度和密度增加，其產生的 P520s 轉換波振幅應為正向。Lawrence and Shearer (2006) 測試各種波相對不同速度構造的敏感程度，認為接收函數觀察到的 P520s 反向訊號是由於此處 S 波速度沒有斷層，僅 P 波速度及密度發生突然增加所造成的結果。

## 第七章 結論

根據 P 波接收函數疊加結果的層析影像，結合礦物相變相關研究的文獻，得到以下幾點結論：

1. 臺灣地區下方地慢過渡帶厚度大於全球平均值 250 公里，表示位於歐亞大陸邊緣南北兩個隱沒系統之間臺灣地區，其底下的地慢過渡帶溫度低於全球平均溫度。
2. 臺灣南部的歐亞隱沒板塊系統往北延伸至北緯  $23.5^{\circ}$  的位置，且隱沒的板塊岩石圈在該處下沉的深度到達到 410 公里不連續面。根據波線理論將轉換波 Pds 的走時殘差換算成不連續面深度的起伏變化，得到不連續面最大 34 公里的抬升量，採用 410-公里不連續面相變壓力隨深度變化的 Clapeyron slope 值  $3.0 \text{ MPa K}^{-1}$ ，則可得到  $-378 \text{ K}$  的溫度異常值。但該處的 660 公里不連續面並未有明顯下陷的情形，因此認為隱沒的歐亞板塊在中臺灣底下並未達到上部地慢的底部。
3.  $22^{\circ}\text{N}$  以南以南中國海海洋岩石圈沿著馬尼拉海溝往東隱沒至菲律賓海板塊下方的隱沒作用為主，往北轉變成歐亞大陸岩石圈隱沒與臺灣弧陸碰撞作用。在  $22^{\circ}\text{N}$  以南， $120^{\circ}\text{E} - 121^{\circ}\text{E}$  之間 410 公里不連續面的深度明顯抬升至 330 公里處，且相變帶的壓力範圍變寬。由該區的高導電特性以及三維 P 波速度模型堆積於地慢過渡帶附近的高速構造，推測造成 410 公里不連續面抬升的原因與南中國海隱沒時將含水礦物帶入深部並發生脫水作用，使上覆地慢楔含水量增加有關。該區以西相鄰的隱沒板塊處 660 公里不連續面位置明顯下降，證實在  $22^{\circ}\text{N}$  處南中國海海洋岩石圈隱沒的深度達到 660 公里。
4. 660 公里不連續面下陷最深的地區位在臺灣南端  $22-23^{\circ}\text{N}$ ， $120^{\circ}-121^{\circ}\text{E}$  之間最大，下陷深度可達 47 公里，其反應的溫度異常為  $-746 \text{ K}$  (假設 Clapeyron slope =  $-2.1 \text{ MPa K}^{-1}$ )，造成該區 660 公里不連續面下降的原因，可能直接和殘留堆積在地慢過渡帶底部的南中國海岩石圈溫度較周圍地慢偏低所造成。

5. 在深度大約 500-600 公里的位置觀察到的反向訊號，根據 Lawrence and Shearer (2006) 測試各種反射和折射波對不同速度構造敏感程度的結果，認為此反向訊號是由於在 520 公里不連續面 S 波速度並未有明顯變化，但 P 波速度及密度突然增加所造成。



## 參考文獻

- Ai, Y., T. Zheng, W. Xu, Y. He, and D. Dong (2003), A complex 660 km discontinuity beneath northeast China, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 212, 63– 71
- Ammon, C. J. (1991), The isolation of receiver function from teleseismic P waveforms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 2504-2510.
- Bijwaard, H., W. Spakman, and R. Engdahl (1998), Closing the gap between regional and global travel time tomography, *J. Geophys. Res.*, 103, 30055-30078.
- Bina, C. R., and G. Helffrich (1994), Phase transition Clapeyron slopes and transition zone seismic discontinuity topography, *J. Geophys. Res.*, 99, 15,853-15,860.
- Bose, K., J. Ganguly (1995), Experimental and theoretical studies of the stabilities of talc, antigorite and phase A at high pressures with applications to subduction processes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 136, 109-121.
- Chai, B. H. T. (1972), Structure and tectonic evolution of Taiwan, *Am. J. Sci.*, 272, 389-422.
- Chen, P. F., B. S. Huang, and W. T. Liang (2004), Evidence of a slab of subducted lithosphere beneath central Taiwan from seismic waveforms and travel times, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 229, 61-71.
- Chou, H.C., B.Y. Kuo, L.Y. Chiao, D. Zhao and S.H. Hung (2009), Tomography of the westernmost Ryukyu subduction zone and the serpentinization of the forearc mantle. *J. Geophys. Res.*, 114, B12301, doi:10.1029/2008JB006192.
- Collier, J. D. and G. R. Helffrich (1997), Topography of the “410” and “660” km seismic discontinuities in the Izu-Bonin subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 1535-1538
- Davies, G. F. (1999), Dynamic earth, Cambridge University Press, pp. 458.
- Deuss, A., and J. Woodhouse (2001), Seismic observations of splitting of the mid transition zone discontinuity in earth’s mantle, *Science*, 294, 354–357.
- de Kool, M., N. Rawlinson, and M. Sambridge (2006), A practical grid based method for tracking multiple refraction and reflection phases in 3D heterogeneous media, *Geophys. J. Int.*, 167, 253-270.
- Flanagan, M. P., and P. M. Shearer (1998), Global mapping of topography on transition zone velocity discontinuities by stacking SS precursors, *J. Geophys. Res.*, 103, 2673– 2692.

- Fukao, Y., T. Koyama, M. Obayashi, and H. Utada (2004), Trans-Pacific temperature field in the mantle transition region derived from seismic and electromagnetic tomography, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 217, 425-434.
- Gao, S. S., P. G. Silver, and K. H. Liu (2002), Mantle discontinuities beneath Southern Africa, *Geophys. Res. Lett.*, 29(10), 1491, doi:10.1029/2001GL013834.
- Grand, S. P., R. D. van der Hilst, and S. Widjiantoro (1997), Global seismic tomography: A snapshot of convection in the Earth, *GSA Today*, v. ,7 n. 4, pp. 1-7.
- Grand S.P., 2002. Mantle shear wave tomography and the fate of subducted slabs, *Phil. Trans. R. Soc. London.*, 360, 2475-2491.
- Green, H. W., T. E. Young, D. Walker, and C. H. Scholz (1992), Anticrack-associated faulting at very high pressure in natural olivine, *nature*, 348, 720-722.
- Hayes, D. E., and S. D. Lewis (1984), A geophysical study of the Manila Trench, Luzon, Philippines 1. Crustal structure, gravity, and regional tectonic evolution, *J. Geophys. Res.*, 89, 9171-9195.
- Higo, Y., T. Inoue, T. Irfune, and H. Yurimoto (2001), Effect of water on the spinel-postspinel transformation in  $Mg_2SiO_4$ , *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3505-3508.
- Hsu, S. K., and J. C. Sibuet (1995), Is Taiwan the result of arc-continent or arc-arc collision?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 136, 315-324.
- Kawamoto, T., J. R. Holloway (1997), Melting temperature and partial melt chemistry of  $H_2O$ -saturated mantle peridotite to 11 gigapascals, *science*, 276, 240-243.
- Kawamoto, T., R. L. Hervig, and J. R. Hollowat (1996), Experimental evidence for a hydrous transition zone in the early Earth's mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 142, 587-592.
- Kelbert, A., A. Schultz and G. Egbert (2009), Global electromagnetic induction constraints on transition-zone water content variations, *nature*, 460, 1003-1006.
- Kikuchi, M. and H. Kanamori (1982), Inversion of complex body waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 491-506.
- Iidaka, T., and D. Suetsugu (1992), Seismic evidence for metastable olivine inside a subducting slab, *nature*, 356, 593-595.
- Kim, K. H., J. M. Chiu, H. Kao, Q. Liu, and Y. U. Yeh (2004), A preliminary study of crustal structure in Taiwan region using receiver function analysis, *Geophys. J. Int.*, doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02344.x.

- Kim, K.H., J.M. Chiu, J. Pujol, K.C. Chen, B.S. Huang, Y. Yeh, and P. Shen (2005), Three-dimensional Vp and Vs structural models associated with the active subduction and collision tectonics in the Taiwan region, *Geophys. J. Int.*, 162, 204-220.
- Kirby, S. H., S. Stein, E. A. Okal, and D. C. Rubie (1996), Metastable mantle phase transformations and deep earthquakes in subducting oceanic lithosphere, *Reviews of Geophysics*, 34, 261-306.
- Lallemand, S., Y. Font, H. Bijwaard, H. Kao (2001), New insight on 3-D plate interaction near Taiwan from tomography and tectonic implications, *Tectonophysics*, 335, 229-253.
- Lawrence, J.F., and P. M. Shearer (2006), Constraining seismic velocity and density for the mantle transition zone with reflected and transmitted waveforms, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 7(10), Q10012, doi: 10.1029/2006GC001339.
- Lee, C. R. and W. T. Cheng (1986), Preliminary heat flow measurements in Taiwan: presented at the Fouth Circum-Pacific Energy and Mineral Resources, Singapore.
- Li, C., R. D. van der Hilst, E. R. Engdahl, and S. Burdick (2008), A new global for P wave speed variations on Earth's mantle, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, Q05018, doi:10.1029/2007GC001806.
- Ligorria, J. P. and C. J. Ammon (1999), Iterative deconvolution and receiver-function estimation, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 1395-1400.
- Lin, C. H., Y. H. Yeh, H. Y. Yen, K. C. Chen, B. S. Huang, S. W. Roecker, and J. M. Chiu (1998), Three-dimensional elastic velocity structure of the Hualien region of Taiwan – evidence of active crustal exhumation, *Tectonics*, 17, 89-103.
- Lin, C. H. (2000), Thermal modeling of continental subduction and exhumation constrained by heat flow and seismicity in Taiwan, *Tectonophysics*, 324, 189-201.
- Lin, C. H. (2002), Active continental subduction and crustal exhumation: the Taiwan orogeny, *Terra Nova*, 14, 281-287.
- Lin, C. H. (2009), Compelling evidence of an aseismic slab beneath central Taiwan from a dense linear seismic array, *Tectonophysics*, 466, 205-212.
- Lin, J. Y., S. K. Hsu, and J. C. Sibuet (2004), Melting features along the western Ryukyu slab edge (northeast Taiwan): Tomographic evidence, *J. Geophys. Res.*, 109, B12402, doi:10.1029/2004JB003260.
- Lin, J. Y., J. C. Sibuet, C. S. Lee, S. K. Hsu, and F. Klingelhoefer (2007), Origin of the

- southern Okinawa trough volcanism from detailed seismic tomography, *J. Geophys. Res.*, 112, B08308, doi:10.1029/2006JB004703.
- Litasov, K. D., E. Ohtani, A. Sano, and A. Suzuki (2005), Wet subduction versus cold subduction, 32, doi: 10.1029/2005GL022921.
- Maruyama, S., and K. Okamoto (2007), Water transportation from the subducting slab into the mantle transition zone, *Gondwana Res.*, 11, 148-165.
- Meijde, van der M., F. Marone, D. Giardini, and S. van der Lee (2003), Seismic evidence for water deep in earth's upper mantle, *Science*, 300, 1556-1558.
- Muirhead, K. J. (1968), Eliminating false alarms when detecting seismic events automatically, *Nature*, 217, 533-534.
- Rau, R. J., F. T. Wu (1995), Tomographic imaging of lithospheric structures under Taiwan, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 133, 517-532.
- Revenaugh, J., and S. A. Sipkin (1994), Mantle discontinuity structure beneath China, *J. Geophys. Res.*, 99, 21,911 –21,927.
- Roecker, S. W., Y. H. Yeh, and Y. B. Tsai (1987), Three-dimensional P and S wave velocity structures beneath Taiwan – deep structure beneath an arc-continent collision, *J. Geophys. Res.*, 92, 10,547-10,570.
- Schmeling, H., R. Monz, and D. C. Rubie (1999), The influence of olivine metastability on the dynamics of subduction, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 165, 55-66.
- Shearer, P. M. (1990), Seismic imaging of upper mantle structure with new evidence for a 520-km discontinuity, *Nature*, 344, 121– 126.
- Shimizu, H., H. Utada, K. Bada, T. Koyama, M. Obayashi, and Y. Fukao (2010), Three-dimensional imaging of electrical conductivity in the mantle transition zone beneath the North Pacific Ocean by a semi-global induction study, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, doi:10.1016/j.pepi.2010.01.010.
- Simmons, N. A., and H. Gurrola (2000), Multiple seismic discontinuities near the base of the transition zone in the Earth's mantle, *Nature*, 405, 559-562.
- Smyth, J. R., and D. J. Frost (2002), The effect of water on the 410-km discontinuity: An experimental study, *Geophys. Res. Lett.*, 29(10), 1485, doi:10.1029/2001GL014418.
- Suppe, J. (1981), Mechanics of mountain building and metamorphism in Taiwan, *Geol. Soc., China* 4, 67-89.
- Teng, L. S. (1990), Geotectonic evolution of Late Cenozoic arc-continent collision in

- Taiwan, *Tectonophysics*, 183, 57-76.
- Teng, L. S. C.-T., Tsai, Y. B. Hsiao (2000), Slab break-off as a mechanism for flipping of subduction polarity in Taiwan, 28, 155-158.
- Tibi, R., D. A. Wiens (2005), Detailed structure and sharpness of upper mantle discontinuities in the Tonga subduction zone from regional broadband arrays, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2004JB003433.
- Tichelaar, B. W. and L. J. Ruff (1989), How good are our best models? *Eos*, 70(20), 593.
- Tseng, T. L., W. P. Chen (2004), Contrasts in seismic wave speeds and density across the 660-km discontinuity beneath the Philippine and the Japan Seas, *J. Geophys. Res.*, 109, B04302, doi: 10.1029/2003JB002613.
- Tonegawa, T., K. Hirahara, T. Shibusaki, H. Iwamori, H. Kanamori, and K. Shiomi (2008), Water flow to the mantle transition zone inferred from a receiver function image of the Pacific slab, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 274, 346-354.
- Wang, H. L., L. Zhu, H. W. Chen (2010), Moho depth variation in Taiwan from teleseismic receiver functions, *J. Asian Earth Sciences*, 37, 286-291.
- Wang, Z., D. Zhao, and J. Wang, H. Kao (2006), Tomographic evidence for the Eurasian lithosphere subducting beneath south Taiwan, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L18306, doi:10.1029/2006GL027166.
- Wang, Z., Y. Fukao, D. Zhao, S. Kodaira, O. P. Mishra, and A. Yamada (2009), Structural heterogeneities in the crust and upper mantle beneath Taiwan, *Tectonophysics*, 476, 460-477.
- Wood, B. J. (1995), The effect of H<sub>2</sub>O on the 410-kilometer seismic discontinuity, *Nature*, 268, 74-76.
- Wu, F. T., R. J. Rao, D. Salzberg (1997), Taiwan orogeny: thin-skinned or lithospheric collision?, *Tectonophysics*, 274, 191-220.
- Wu, Y. M., C. H. Chang, L. Zhao, J. B. H. Shyu, Y.-G. Chen, K. Sieh, and J.-P. Avouac (2007), Seismic tomography of Taiwan: Improved constraints from a dense network of strong motion stations, *J. Geophys. Res.*, 112, B08312.
- Ulmer, P., V. Trommsdorff (1995), Serpentinite stability to mantle depths and subduction-related magmatism, *science*, 268, 858-861.
- Utada, H., T. Koyama, M. Obayashi, and Y. Fukao (2009), A joint interpretation of electromagnetic and seismic tomography models suggests the mantle transition

zone below Europe is dry, Earth Planet. Sci. Lett., 281, 249-257.

李享勳 (2004), 臺灣地區地幔過渡帶厚度的側向變化, 碩士論文, 國立台灣大學  
地質科學研究所



## 附錄 A

為了解所使用的一維參考速度模型是否會造成疊加接收函數的差異，進而影響不連續面深度和地幔過渡帶溫度異常的討論，本研究也根據全球平均的一維速度模型 IASP91 和 AK135，將已修正到參考波線參數  $p_{ray} = 0.0573 \text{ s/rad}$  和作完構造異質性修正的接收函數，進行接收函數的疊加以及不連續面深度和溫度異常的推算。分析方法流程如論文第二至第四章的描述，(圖 A1) 和 (圖 A2) 展示的結果和 (圖 5-4) 的方式相同，由量測疊加的 P410s 和 P660s 轉換波訊號相對 P 波的到時減去 IASP91 及 AK135 速度模型所預測的理論值，得到 (P410s-P)、(P660s-P) 和 (P660s-P410s) 相對走時殘差的變化，再依據所使用的 IASP91 及 AK135 速度模型，計算以參考波線參數入射的 P 波在各個深度產生轉換波的水平位置和到時，然後以此作基準將觀察到的走時殘差轉成不連續面的深度異常，如 (圖 A1a) 和 (圖 A2a) 所示，再配合高溫高壓實驗得到不連續面礦物相變的 Clapeyron slope 值，將不連續面的深度進一步轉成溫度異常，如 (圖 A1b) 和 (圖 A2b) 所示。基本上，由於這兩個模型的速度結構分常接近，因此所得結果非常相似。

由 (圖 5-3) 中可看出 IASP91 及 AK135 速度模型在參考波線參數下所得到的相對到時 (P410s-P) 和 (P660s-P) 對走時差 (P660s-P410s) 的位置，皆落在 Tseng and Chen (2004) 的一維參考模型下方偏左，表示這兩個速度模型在上部地幔相較於本研究所使用的一維速度模型偏快，因此得到的不連續面深度位置整體上會略深於 (圖 5-4) 中以 Tseng and Chen (2004) 為參考模型所得到的結果，使原來在臺灣和周圍區域底下 410-公里不連續面抬升的程度和估算的溫度負異常均變小；反之，原本在 660-公里不連續面深度下陷的區域則會變得更深，溫度負異常值更低。另外，由 (P660s-P410s) 所估算地幔過渡帶厚度和溫度異常則對所使用的一維參考速度模型較不敏感，這是因為 410 公里以上不同模型之間速度的差異已在走時相減的過程被移除。由於 (圖 5-3) 中三種一維參考速度模型的位置皆落在

觀測結果偏左側處，意味著臺灣及鄰近地區地慢過度帶的厚度相較於參考速度模型有偏厚的情形，且地慢過度帶的溫度低於全球平均溫度。

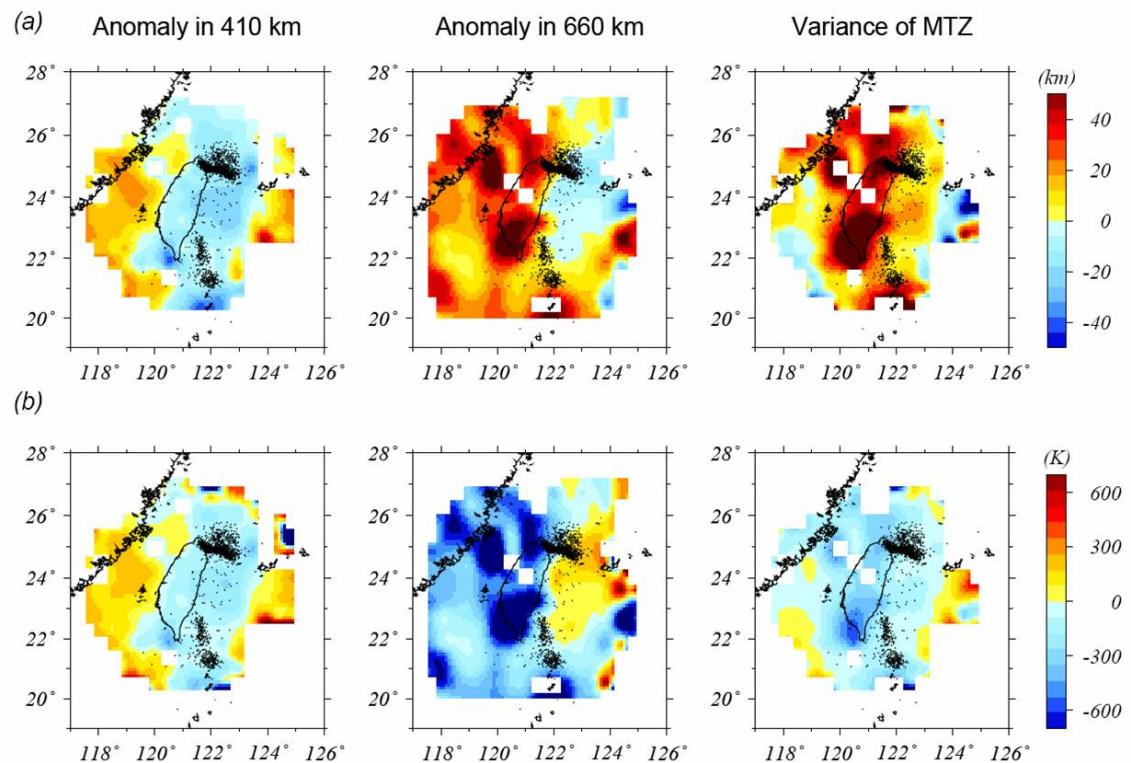


圖 A1 根據以全球平均一維速度模型 IASP91 得到的轉換波走時殘差估算 410- 和 660-公里不連續面深度異常以及地慢過度帶厚度的側向變化 (a) 和溫度異常 (b)。

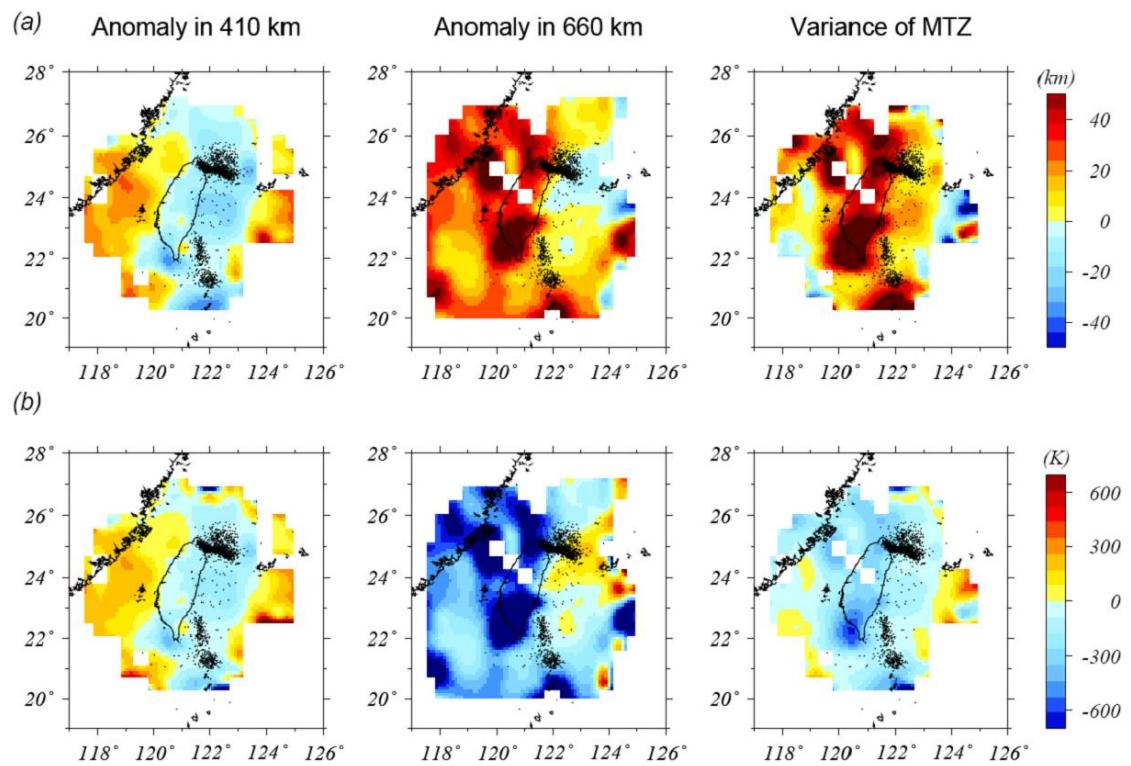


圖 A2 同(圖 A1)，但一維參考速度模型改為 AK135。



## 附錄 B

所有接收函數對應至參考波線參數值  $p_{ray} = 0.0573 \text{ s/rad}$  之後，根據波線理論得到在各不同深度產生轉換波的理論走時，將疊加的接收函數時間序列轉為深度方向上的剖面，並列出所有縱向及橫向剖面。

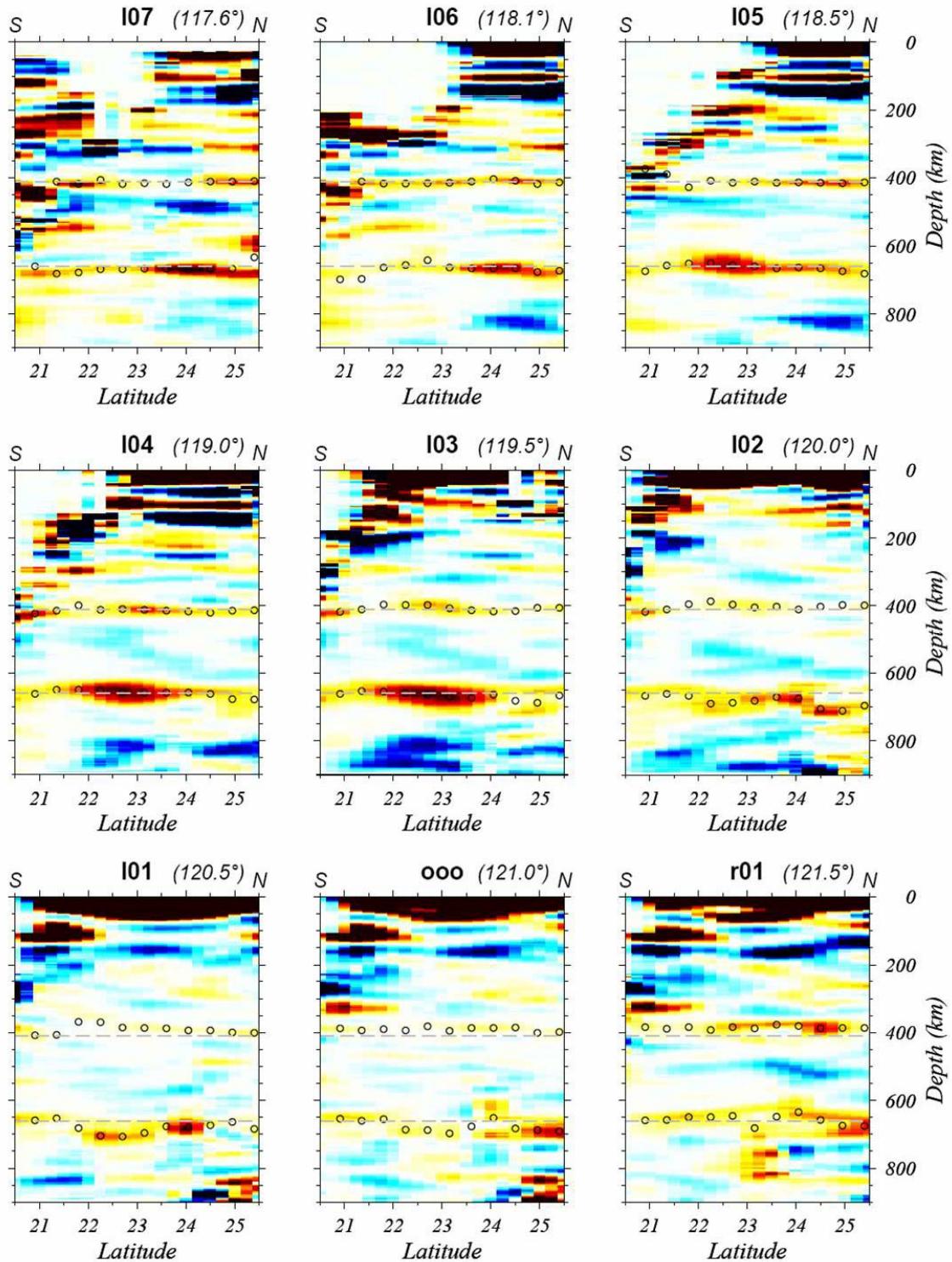
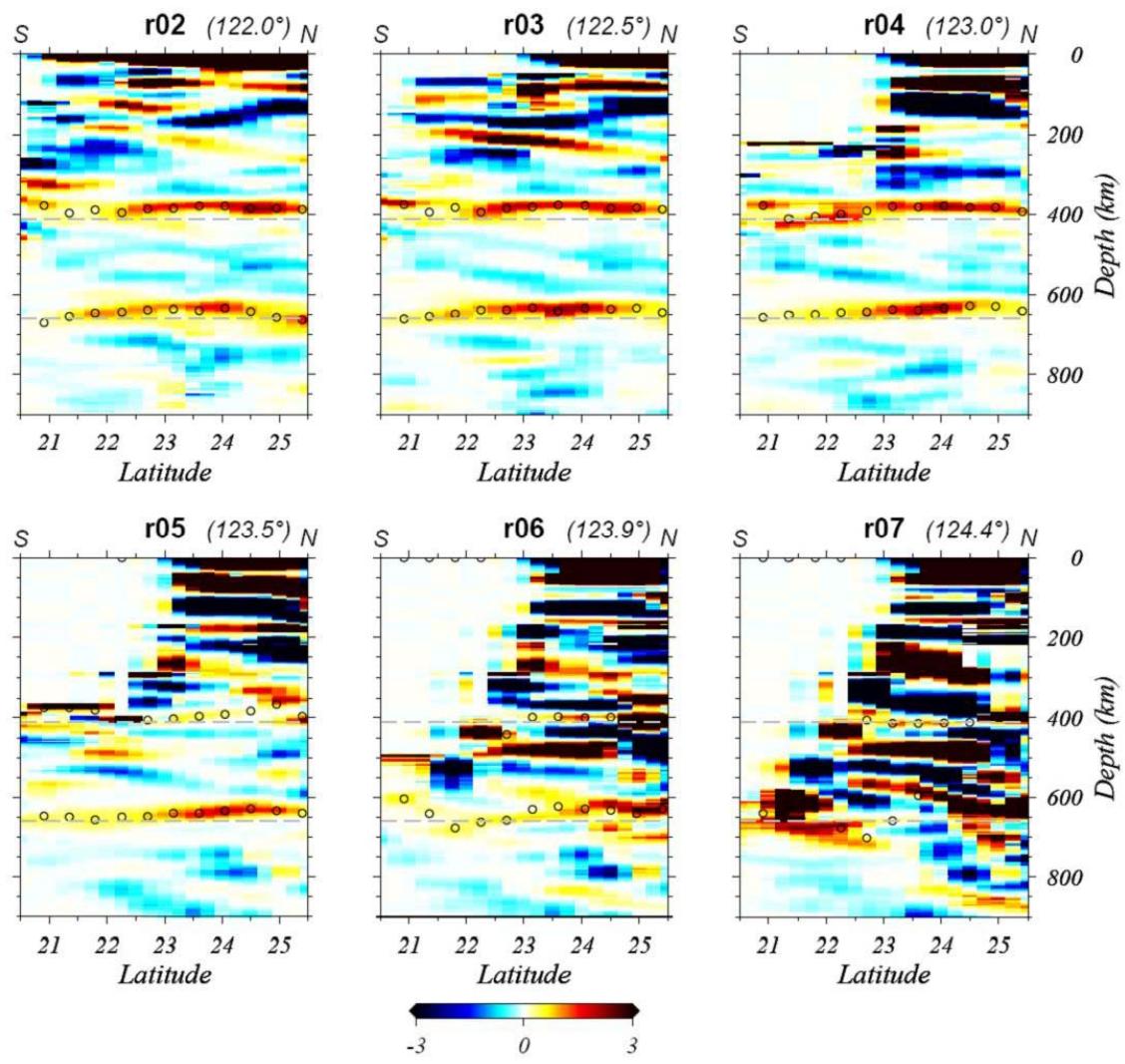


圖 B1 接收函數縱向剖面轉換至深度方向上的影像。



續 圖 B1

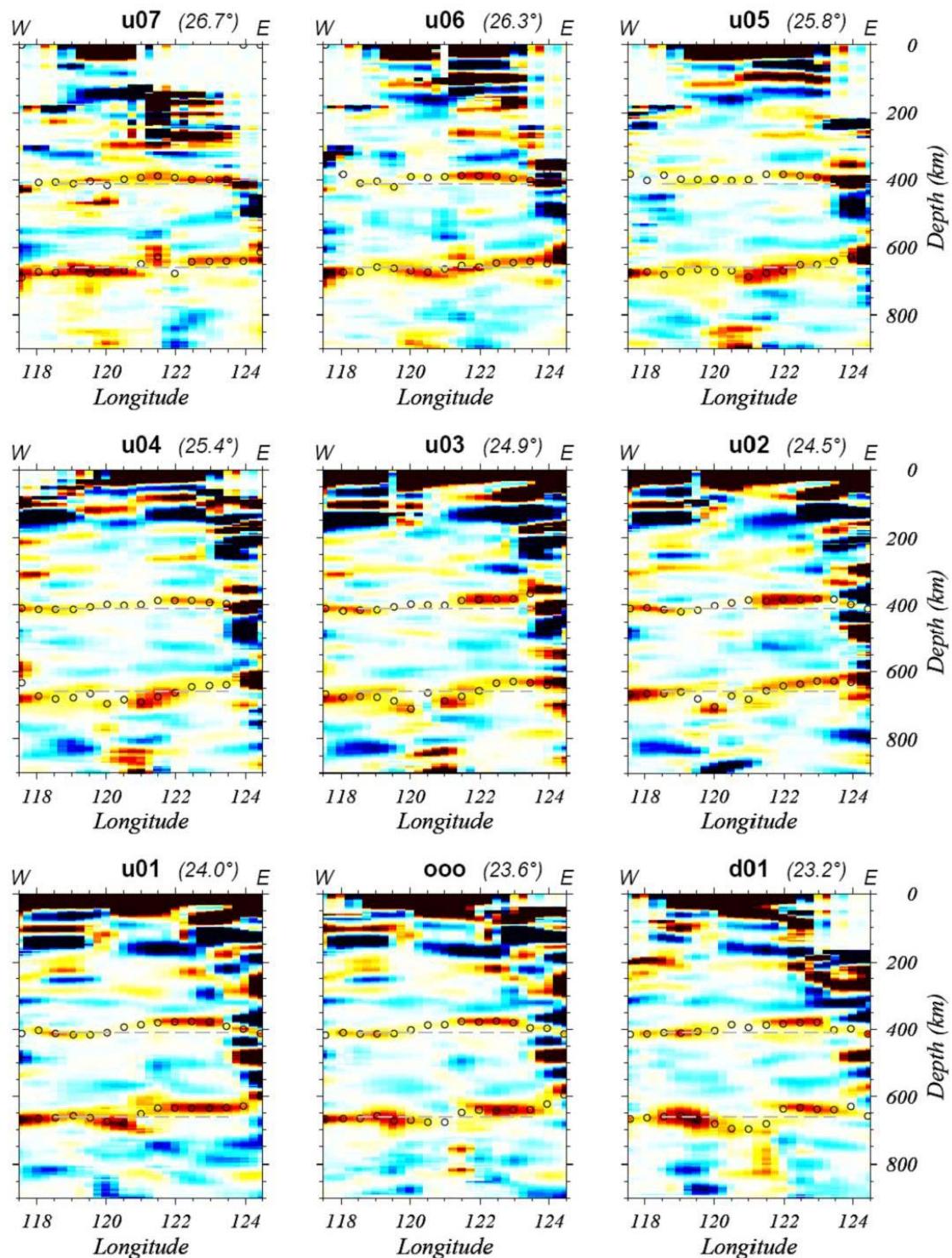
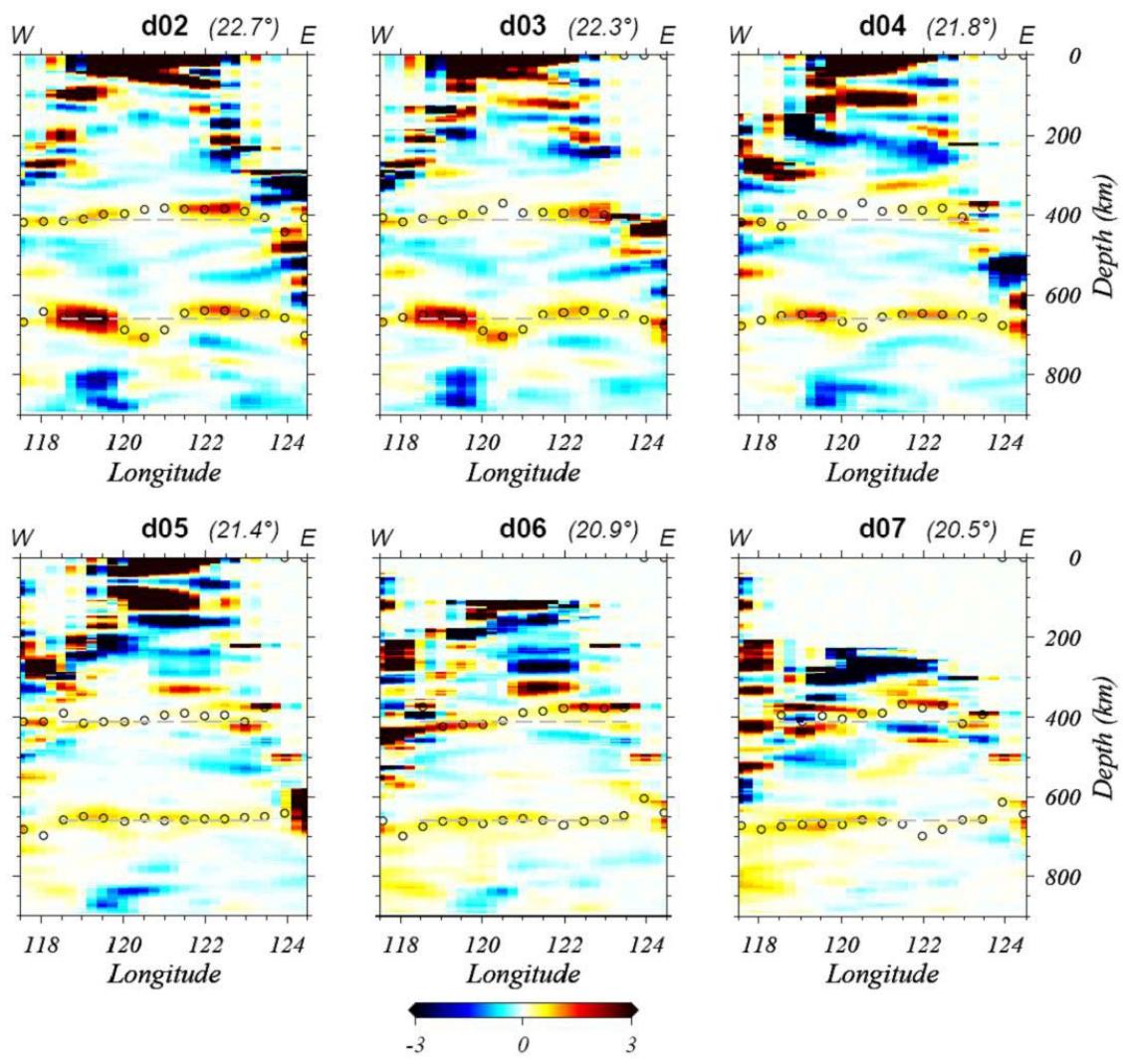


圖 B2 接收函數橫向剖面轉換至深度方向上的影像。



續 圖 B2