

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

利用接收函數模擬分析西藏中部地殼非均向性構造

Crustal Anisotropy beneath the Hi-CLIMB Array in Tibet from
Modeling Receiver Functions

黃奕翔

Yi-Xiang Huang

指導教授：洪淑蕙 博士

Advisor: Shu-Huei Hung, Ph.D.

中華民國 103 年 7 月

July, 2014



摘要



西藏地區具有世界上最厚的地殼，並記錄下所經歷過的造山運動資訊，一直以來都是科學家關注的區域，藉由分析與討論西藏地區的非均向性構造，以了解地下地層在造山運動過程中受到的應變與應力情形。西藏高原由數個地塊所組成，其中主要的構造包括南邊的拉薩地塊和北邊的羌塘地塊，並以班公怒江縫合帶為界。南北兩地塊在地球物理性質和地質條件上有很大的差異，暗示各自經歷了不同的地質事件。本研究使用在 2004 年到 2005 年間架設於西藏中部的 Hi-CLIMB (Himalayan-Tibetan Continental Lithosphere During Mountain Building) 寬頻地震陣列進行資料處理，分析接收函數隨後方位角的變化，並以此大量地建構非均向性速度模型，透過最佳化隨機搜尋法進行理論合成接收函數和觀測資料的波形擬合，找出西藏中部底下的地殼非均向性分布以及特性。除了波形的擬合之外，我們還加入了簡諧函數與非均向性造成波形變化特徵，試著共同分析西藏中部地區的地殼非均向性。本研究利用正演接收函數模擬方法解出較可信的非均向速度模型，發現中部地殼出現較強的非均向性地層通常和低速構造是並存的，然而該地層中的非均向性強度無法單純以礦物晶格優選排列來解釋，可能該地層中的非均向性和低速構造是由部分熔融的地殼塑性流所造成。而淺部地殼和中部地殼明顯不同的非均向性質亦暗示成因的差異，淺部地殼的非均向性可能主要與近地表地層中未癒合且高角度的裂隙有關。

關鍵字： 西藏高原、接收函數、地殼非均向性、正演方法

Abstract

It is well known that the India-Eurasia collision beginning at about 55 Ma ago results in the world's highest Himalayan mountain and largest Tibetan Plateau with an average elevation of 5 km and crustal thickness of 70 km. Strain-induced seismic anisotropy is commonly used as a proxy to map the distribution and characteristics of lithospheric deformation. In this study, we focus on investigation of the crustal anisotropy beneath central Tibet by means of modeling radial and transverse receiver functions (RFs) observed along a N-S striking, 800-km long linear array from the passive seismic experiment of Project Hi-CLIMB.

To quantitatively characterize the depth-varying anisotropic structure in the crust under the plateau, we combine azimuth-dependent RFs in both radial and transverse components to invert for 1-D layered anisotropic velocity models under individual stations. As the inverse problem is highly non-linear with numerous unknown model parameters, we choose a neighborhood algorithm to search for the solution with the global minimum of the optimized function, defined as the decorrelation coefficient between observed and synthetic RFs.

The resulting models show that the uppermost crust at depths less than 10 km beneath most stations reveals >10% strong anisotropy and a nearly vertical fast symmetric axis with plunge greater than 70°. For the stations near the E-W trending suture zones between terranes, the azimuth of the obtained fast axis is approximately aligned E-W, while those within the Lhasa and Qiantang terrane the fast axis is oriented more irregularly. These characteristic features suggest that the sutures and E-W striking strike-slip and N-S striking normal faults randomly distributed within the terranes may be attributed to the observed pattern of upper crust anisotropy. A strong anisotropic layer with the subhorizontal symmetric fast axis is observed in the middle crust at the depths of 20-35 km, collocated with the low shear velocity zone. The presence of a low-viscosity, ductile channel with preferred alignments of partial melt inclusions and/or anisotropic mica minerals may be attributed to the observed anisotropy in the middle crust. The anisotropy in the lower crust is generally less well constrained due to the low signal-to-noise ratios of traverse-component RFs as well as the P-to-s conversions at the velocity discontinuities in the lower crust strongly influenced by complex shallow structures.

Keywords: Tibetan Plateau; receiver function; crustal anisotropy; forward modeling;
neighborhood algorithm;



目錄



口試委員會審定書	#
摘要	1
Abstract.....	2
目錄	4
表目錄	10
第 1 章 緒論	11
1.1 引言	11
1.2 非均向性	13
1.2.1 震波非均向性研究	13
1.3 研究區域背景	19
1.4 前人研究	20
1.5 研究動機及目標	26
第 2 章 地震資料	28
2.1 研究區域和測站分布	28
2.2 地震和波形資料篩選	29
第 3 章 研究方法與原理	32
3.1 Ps 轉換波相	33
3.2 接收函數(Receiver function).....	35
3.3 接收函數之計算	37
3.4 地震資料的疊加	40
3.4.1 波線參數修正 (Moveout correction)	41
3.4.2 疊加區域的選取	41
3.5 接收函數正演模擬	43

3.5.1	鄰近演算法	44
3.5.2	誤差函數	45
3.5.3	定義變數空間	46
3.6	速度構造對接收函數的影響	48
3.6.1	側向均質且水平地層構造的接收函數	48
3.6.2	非均向性對稱軸呈水平向地層構造的接收函數	49
3.6.3	非均向性對稱軸呈垂直向地層構造的接收函數	50
3.6.4	非均向性對稱軸傾斜之地層構造的接收函數	51
3.6.5	傾斜速度不連續面構造的接收函數	51
3.7	初步辨識非均向性與傾斜速度不連續面構造	58
3.7.1	單一非均向性水平地層或均向傾斜的不連續面構造	58
3.7.2	複合構造	61
3.8	初始速度模型	68
3.8.1	初始速度模型測試	68
3.8.2	建構初始速度模型	70
第 4 章	研究結果	75
4.1	拉薩地塊南段(H1010-H1200)	78
4.2	拉薩地塊北段(H1210-H1400)	79
4.3	羌塘地塊(H1410-H1630)	79
4.4	非均向性速度模型沿南北側向的變化	88
第 5 章	討論	93
5.1	簡諧函數模擬 Pms 波到時變化	93
5.2	正演接收函數模擬方法對速度模型的約束能力	103
5.2.1	鄰近地層非均向對稱快軸方向 trend 相差 180°	104
5.2.2	非均向性對稱軸的傾角接近垂直	106

5.3	模型回復能力	107
5.3.1	單層非均向性介質回復	107
5.3.2	多層非均向性介質回復	110
5.4	地殼非均向性特徵	118
第 6 章	結論	124

參考文獻

附錄

圖目錄



圖 1-1	模擬 印度板塊向北碰撞至強度較弱的西藏地殼示意圖	12
圖 1-2	下地殼流模型示意圖	12
圖 1-3	呈橫向等向性(transverse isotropy)或六角形對稱(hexagonal symmetry)的非均向性構造以速度橢圓表示的示意圖。	17
圖 1-4	SPO 方式所造成的震波速度非均向性。	18
圖 1-5	單一橄欖石晶體的彈性非均向性構造。	18
圖 1-6	MPO 造成震波速度非均向性示意圖。	19
圖 1-7	西藏高原地形圖。	21
圖 1-8	西藏東側地區的地體構造示意圖。	22
圖 1-9	西藏中部地區地殼的剪力波速度構造。	22
圖 1-10	西藏高原下方 SV 和 SH 速度模型	25
圖 1-11	西藏地區由 SKS/SKKS 波所量測到的剪力波分離參數。	26
圖 2-1	本研究使用測站分布圖	29
圖 2-2	地震事件分布圖	31
圖 3-1	接收函數分析計算流程圖。	33
圖 3-2	地震波振動方向和波傳路徑。	34
圖 3-3	入射波通過速度不連續面時產生反射和折射波示意圖。	34
圖 3-4	轉換波相和和不連續面深度在接收函數之關係示意圖。	36
圖 3-5	時間域迭代反褶積示意圖。	39
圖 3-6	利用時間域反褶積方法計算所得到徑向接收函數的實際觀察例子。 ..	40
圖 3-7	波線參數修正前後波形比較圖。	42
圖 3-8	經過波線參數修正和方位角分類後的疊加波形。	43
圖 3-9	鄰近演算法全域模型參數空間取樣示意圖。	47

圖 3-10	均向性水平地層且側向均質的一維地殼速度模型產生的接收函數	53
圖 3-11	水平地層但下地殼具非均向性且對稱快軸為南北水平方向的一維地殼 速度模型所產生接收函數	54
圖 3-12	下地殼具非均向性且對稱快軸為垂直的速度模型所產生接收函數	55
圖 3-13	水平地層但下地殼具非均向性且對稱快軸向西傾斜 45° 的速度模型所產 生之接收函數。	56
圖 3-14	均向性但中下地殼速度不連續面向西傾斜 20° 的速度模型所產生之接收 函數。	57
圖 3-15	利用波形周期性特徵辨識構造之示意圖	60
圖 3-16		59
圖 3-17		61
圖 3-18		63
圖 3-19		64
圖 3-20		65
圖 3-21		66
圖 3-22		67
圖 3-23		68
圖 3-24	測試初始速度模型，利用 H1630 東邊紀錄資料。	72
圖 3-25	測試初始速度模型，利用 H1630 西邊紀錄資料。	73
圖 3-26	本研究 建構一維初始速度模型示意圖。	74
圖 4-1	三段波形擬合示意圖。(.....)	77
圖 4-2	測站 H1060 依據正演法算出的最佳模型解。	81
圖 4-3	測站 H1090 依據正演法算出的最佳模型解。	82
圖 4-4	測站 H1120 依據正演法算出的最佳模型解。	83
圖 4-5	測站 H1280 依據正演法算出的最佳模型解。	84

圖 4-6	測站 H1340 依據正演法算出的最佳模型解。	85
圖 4-7	測站 H1460 依據正演法算出的最佳模型解，	86
圖 4-8	測站 H1550 依據正演法算出的最佳模型解	87
圖 4-9	本研究對 HI-CLIMB 南北向剖面分析的剖面位置和方向。	89
圖 4-10	根據正演波形模擬所得的剪力波速度構造剖面圖	90
圖 4-11	根據正演波形模擬所得的非均向對稱快軸傾角剖面圖。	91
圖 4-12	根據正演波形模擬所求得的非均向對稱快軸方向剖面圖。	92
圖 5-1	使用簡諧函數描述 Pms 隨後方位角的改變	96
圖 5-2	簡諧 cosine 函數模擬分析 4 個測站徑向分量 Pms 波到時差隨後方位角 和分離時間的變化	97
圖 5-3	以簡諧函數對測站 H1250 進行格點搜尋	98
圖 5-4	利用波形周期分析測站 H1250	99
圖 5-5	以簡諧函數對測站 H1280 進行格點搜尋	100
圖 5-6	利用波形周期分析測站 H1280	101
圖 5-7	以簡諧函數對測站 H1550 進行格點搜尋	102
圖 5-8	利用波形周期分析測站 H1550	103
圖 5-9	鄰近地層快軸相差 180 度振幅變化示意	105
圖 5-10	多層非均向速度模型回復能力測試	115
圖 5-11	多層非均向速度模型回復能力測試—全深度搜尋表快軸方向平均的方 向準差。	117
圖 5-12	以 0-20 公里深度範圍內地層所求得平均快軸方向	119
圖 5-13	以 20-50 公里深度範圍內地層所求得平均快軸方向。	121
圖 5-14	以 50 公里至莫荷面深度範圍內地層所求得平均快軸方向。	123

表目錄

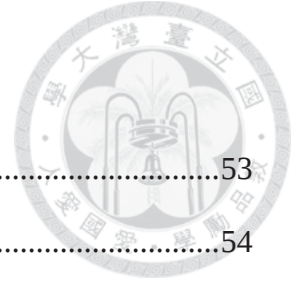


表 3-1 均向性水平地層且側向均質的一維速度模型。.....	53
表 3-2 下地殼為非均向性的一維速度模型	54
表 3-3 中下地殼傾斜不連續面之速度模型	55
表 3-4 下地殼傾斜對稱非均向性之速度模型	56
表 3-5 中下地殼傾斜不連續面之速度模型	57
表 3-6 雙層非均向性地層一維地殼速度模型。.....	63
表 3-7 雙層傾斜速度不連續面的地殼速度模型。傾斜面位於莫荷面和下中地殼的 介面。	65
表 3-8 具非均向性的下地殼地層。且中下地殼介面為一向西傾斜的速度不連續面 的速度構造。	67
表 5-1 單層非均向性地層正演回復測試。.....	108
表 5-2 單層非均向性地層正演回復測試。同表 5-1 的回復測試，除了設定的非均 向性對稱軸為傾斜非水平。欄位說明請參考表 5-1。	109
表 5-3 兩層非均向性速度模型回復能力測試。其非均向性對稱快軸呈水平且方向 平行。	111
表 5-4 兩層非均向性速度模型回復能力測試。其非均向性對稱快軸呈水平但方向 相互垂直。	112
表 5-5 兩層非均向性速度模型回復能力測試。其非均向性對稱快軸呈水平但方向 夾 45° 。	113
表 5-6 三層非均向性回復能力測試。同時增加均向地層的剪切波速度變化。...	114
表 5-7 多層非均向性回復測試，所有地層作非均向性參數和剪切波速度變化。	116



1.1 引言

西藏—喜馬拉雅山造山帶位於中國西南邊，是全球最大的造山帶之一，其抬升和形成歷史和印度板塊持續向北移動有關，約五千萬年前和歐亞大陸板塊碰撞，產生一系列的造山運動。在此碰撞過程中，約 1400Km 長的地殼南北壓縮，讓整體地形向上抬升超過五公里而形成西藏高原[e.g., *Yin and Harrison, 2000*]。許多研究嘗試解釋西藏高原在聚合過程中經歷的造山運動，其主要造山模型可分為三種：(1)硬塊碰撞模型(Rigid block model)(圖 1-1); (2)連續體模型(Continuum model); (3)下地殼流模型(Lower crustal flow model)(圖 1-2)。科學家利用各種觀測方法對這些地體動力模型進行驗證，包含 GPS、地電阻、重力、地震波...等。因為西藏高原地體構造的複雜，這三種造山模型都可解釋部分觀測的地表地質現象和地球物理資料，但也各自面臨一些挑戰[Searle *et al.*, 2011]。

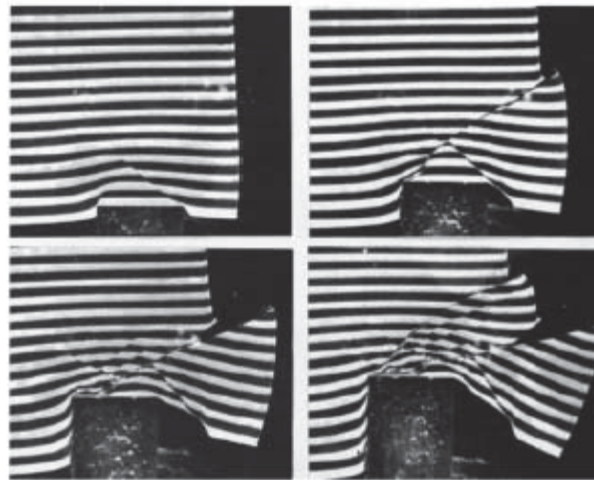


圖 1-1 *Tapponnier et al.* [1982]透過類比實驗模式模擬剛性的印度板塊向北碰撞的過程，造成強度較弱的西藏地殼向東南側順時針方向脫逸(取自 *Searle et al.*, [2011])。

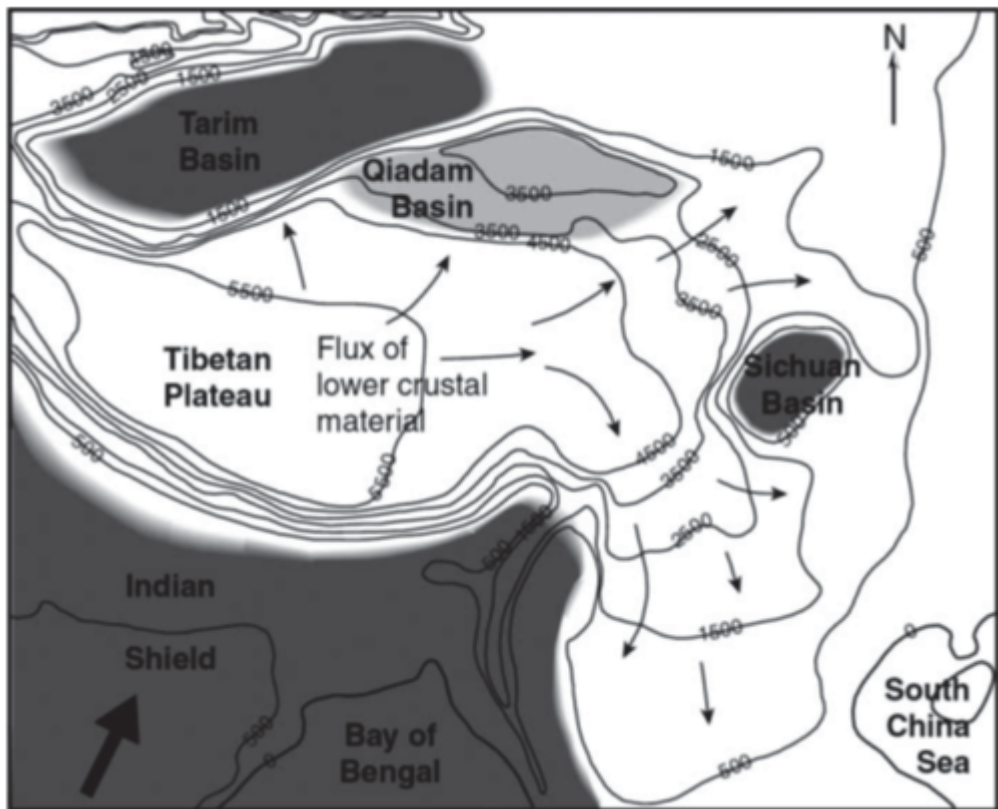


圖 1-2 *Royden et al.* [1997] 提出下地殼流模型，認為西藏高原的下地殼具塑性的流變性質，因高原隆起造成的側向壓力梯度使得下地殼的物質往東側流動 (取自 *Searle et al.*, [2000])。



1.2 非均向性

早期的地震學分析並未考慮速度非均向性，而將地震波的走時和變化歸因於側向非均質速度構造的影響。*Hess* [1964]發現沿平行海洋板塊莫荷不連續面(Moho Discontinuity)正下方的地幔傳遞的 Pn 波(head wave)，其速度隨行進路徑方向變化，自此震波速度非均向性的研究逐漸被廣泛討論。

1.2.1 震波非均向性研究

震波非均向性(seismic anisotropy)是普遍存在於地殼和上部地幔的性質，指的是地震波在進入這些區域時會因波行進或質點振動方向差異而以不同波速傳遞。由於要以地震波觀察資料去完全解析描述非均向性構造的眾多彈性係數相當困難且不實際，一般都將地球內部彈性非均向性特徵近似成具橫均向性(transverse isotropy)對稱性，使用橢球座標系統表示地震波於各方向行進的速度。其中長軸或短軸分別代表速度的快軸和慢軸方向，傳播介質的速度以此快軸或慢軸為對稱軸，而垂直對稱軸的面呈均向等速構造(圖 1-3)。當地震波經過非均向性構造，會依照其質點振動方向所對應的波速行進而影響到紀錄的走時。由於溫壓、應力應變等因素影響各種非均向性構造形成的條件，可透過選擇適當的地震波波相去分析限制非均向性來源的範圍和深度。

Pn 速度的非均向性：*Hess* [1964]首次從海洋折射震測資料分析 Pn 走時並決定莫荷不連續面正下方上地幔的速度，發現與路徑的方位角(θ)呈 $\sin(2\theta)$ 週期函數的變化，證實最上部地幔存在明顯的方位非均向性(azimuthal anisotropy)。研究指出東北太平洋板塊的 Pn 速度非均向性強度達到 7%左右，而快軸方向和海床上所觀察的破裂帶的走向平行，推測是古太平洋板塊的擴張方向。

表面波的非均向性：表面波可以觀測到兩種非均向性特徵，包含徑向非均向性和方位非均向性：

徑向非均向性(radial anisotropy)：*Anderson*[1961]和 *Aki and Kaminuma*[1963]量測雷力波(Rayleigh wave)及洛夫波(Love wave)的相速度隨週期變化時，發現無法

以相同剪力波速度模型解釋兩組觀測的頻散曲線，一般稱之為洛夫波及雷力波差異 (Love-Rayleigh discrepancy)，代表沿垂直和平行地表方向振動的雷力波和洛夫波的相速度所主要反映的 SV 和 SH 剪力波速度不同，屬於極化非均向性 (polarization anisotropy)。

方位非均向性 (azimuthal anisotropy)：表面波相速度亦會隨波行進方向變化。*Tanimoto and Anderson* [1985] 分析長周期 100-250 秒的洛夫波和雷力波相速度隨路徑方向的變化，是早期開始有系統地對全球大尺度方位非均向性的分布和特徵進行的研究之一，結果顯示快軸方向大致和板塊運動方向一致。而其他短周期的表面波相速度的分析，主要反映地殼和淺部的上地幔剪力波速度構造，顯示與 Pn 速度觀測結果相同。

剪力波的非均向性：是目前最廣泛應用於研究地球內部非均向性的方法[e.g., *Silver and Chan, 1991*]。當剪力波進入非均向性介質時會偏極化至振動方向互相垂直、分別平行快和慢軸方向的兩個分量，然後以不同速度行進而逐漸分離，稱之為剪力波分離 (shear-wave splitting) (圖 1-4)。透過將接近垂直入射的剪力波在測站南-北和東-西向兩個分量所記錄訊號的質點振動方式線性化，找出快波極化方向(ψ)以及快慢波時間差(delay time)的分離參數(splitting parameter)，可提供這些剪力波所經過地層的非均向性強度和厚度的資訊[*Silver and Chan, 1991*]。通常使用的波相包含 S、ScS、SKS 和 SKKS 訊號[*Ando, 1984; McNamara et al., 1994*]，其中 SKS 波紀錄因僅受到測站下方上地幔 400 公里以上及地殼非均向性構造的影響，應用最為廣泛。而遠震的 S、ScS 波因為受到震源端的影響[*Savage, 1999*]，一般僅採用深震或是隱沒帶地震的 S 波往上传遞直達島弧測站的資料。但量測的剪力波分離參數反映的是測站下方數百公里厚非均向性構造特性的平均結果，因此對非均向性在深度的變化並沒有約束能力，需要搭配其他資料才能解釋非均向性的來源深度，*Chen et al.*(2010)利用遠震波相 SKS/SKKS，配合重力資料和同位素分析對西藏地區的非均向性做大範圍分析。此外還可利用測站附近的地殼地震所產生的剪

力波研究淺層構造的非均向性性質[Crampin, 1994; Cassidy and Bostock, 1996]，或是壓縮波在莫荷面轉換成剪力波的轉換波相 (P-to-S)來分析整個地殼的非均向性。



非均向性來源

造成震波速度非均向性(anisotropy)的成因大致可歸於三類: (1) 地殼岩體的層理、礦物葉理和斷層裂隙等構造沿著最大壓縮應力方向呈優選排列(shape preferred orientation, SPO); (2)本身具有非均向性組成礦物，如上地幔的橄欖石晶體受周遭應力作用下產生錯位變形(dislocation)，形成某特定晶體對稱軸會沿著剪切應力方向呈優選排列(lattice preferred orientation, LPO); (3)部分熔融物質(melt)的幾何形狀在特定的應力(應變)場下呈定向優選排列(melt preferred orientation, MPO)，其特徵分述如下:

SPO：地層裂隙(crack)、微裂隙(microcrack)和構造受大地應力作用下呈特殊走向或排列[Crampin, 1984]，或者質地不同的層狀地層交錯互夾[Allégre and Turcotte, 1986]都可能造成震波速度的非均向性。SPO所造成的非均向性主要在淺層範圍裂隙構造分布的地殼，由於裂隙沿著最大水平應力方向排列，當剪力波垂直入射時快波極化方向會平行裂隙排列方向(圖 1-4)。一般而言，當深度超過 15 公里時裂隙會因為應力增加而開始閉合[Kern, 1990]，但若有液體或岩漿侵入時裂隙可延伸到下部地殼及部分上地幔。分析全球各地區不同深度地震產生的剪力波分離，結果顯示液體填充的裂隙是造成大陸板塊地殼非均向性的主要原因 [Crampin and Booth, 1985; Crampin, 1987; McNamara and Owens, 1993; Savage, 1999]，岩漿填充的裂隙則是中洋脊地區非均向性的主因[Kendall, 1994]，這些地殼中裂隙的存在可導致 1.5-4.5%的剪力波非均向性[Crampin, 1994]。

LPO：地球內部的許多組成礦物本身單一晶體具有很強的彈性非均向性，這些礦物不規則排列聚集而成的岩體，在適當的溫壓和礦物顆粒大小條件下，受到周

圍應力場的作用發生沿特定礦物晶格面錯位(dislocation)的變形，使得晶格的對稱軸呈現和應力場方向有關的規則性排列，造成整個岩體具有彈性非均向性。最常見上地幔的主要組成礦物橄欖石(olivine)和輝石(pyroxene)本身都具非均向性(圖 1-5)，而且在地幔流場中整個礦物集合體的快軸方向傾向沿流場方向排列，這些性質已透過穿過上地幔的遠震剪力波所找到的快波極化方向和板塊絕對運動方向一致而證實。而礦物應變實驗中亦發現橄欖石會沿著剪應力方向排列[Zhang and Karato, 1995]。

Yang et al. [2010] 選擇紅河斷裂地區的片麻岩、條狀片麻岩、雲母及角閃石等喜馬拉雅結晶岩系進行彈性非均向性的分析，結果除了雲母片岩非均向性達到 7% 左右外，其他岩石的非均向性都小於 5%，而所有量測的岩石的變形程度基本相似，但岩石的非均向性強度差異卻很大。這可能是因為石英、長石雖為強烈非均向性礦物且在地層含量豐富，但在岩層中不易沿特定方向排列產生非均向性 [Weiss et al., 1999]，而雲母及角閃石雖然數量較少但易受應力或應變影響，因此岩石的非均向性受到了雲母含量的控制[Sherrington et al., 2004]。

MPO：當岩石發生部分熔融產生的熔融體，其幾何形狀、於周圍礦物顆粒邊界分布情形以及部分熔融程度都對整體構造的非均向性有很大的影響[Ree, 1994]。Daines and Kohlstedt [1997] 觀察橄欖石在純剪應力(pure shear)作用下發生部分熔融的流變學實驗，結果顯示扁平狀熔融囊或熔融體薄膜的長軸會呈定向分布，造成熔融體的優選方向和剪應力方向夾約 20° 的角度(圖 1-6)。中下地殼部分的岩石強度因溫度壓力升高變弱，變成塑性易流動的物質，甚至可能發生部分熔融。並且因力學性質上的軟弱特性，被認為是將上地殼剛性體和上地幔黏滯性對流物質兩者隔離的緩衝帶，因而造成地表板塊相對運動和上地幔對流所定的板塊絕對運動方向有所差異。部分熔融物質除了具彈性非均向性外，還會造成震波速度明顯下降，可用以分辨 LPO 和 MPO 差異。此外，Yang et al. [2002] 指出橄欖岩藉由 MPO 產生的非均向性強度可達到 12.3%，比較起橄欖岩從 LPO 產生的非均向性強度約

0.5%-4%來的強。因此當地殼中如果存在部分熔融物質時，MPO 對非均向性的貢獻應該被考慮。

總歸以上造成震波非均向成因都與地殼或地幔於特定溫壓、應變速率條件下，受周遭應力場作用產生系統性的優選排列，造成整個岩體或構造呈現巨觀的非均向特性。因此透過觀測地震波速度的非均向性強度和快軸方向將有助於瞭解西藏地殼和岩石圈地幔應力狀態，以及檢視西藏高原形成和演化的地體構造運動模型：如下地殼是否存在塑性流，以及地殼陸塊在碰撞擠壓過程可能形成具方向性排列的礦物或構造形貌。然而影響震波非均向性特性的彈性參數很多，直接以記錄的震波波形來推求地球內部的三維完整非均向性構造的問題相當困難。

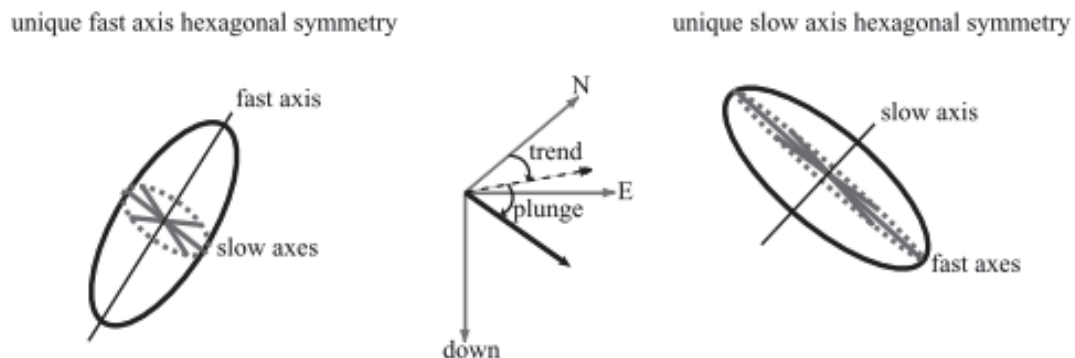


圖 1-3 呈橫向等向性(transverse isotropy)或六角形對稱(hexagonal symmetry)的非均向性構造以速度橢圓表示的示意圖。左、右圖分別代表以快軸(長軸)及慢軸(短軸)為對稱軸的非均向性速度橢圓。通常以兩個角度 trend 和 plunge 定義非均向性對稱軸在三維空間的位態。trend 表示從正北順時鐘方向旋轉到對稱軸於水平面的投影之夾角，plunge 則由水平面向下至對稱軸所夾的角度(如圖中間所示)。(取自 Sherrington and Zandt, [2004])

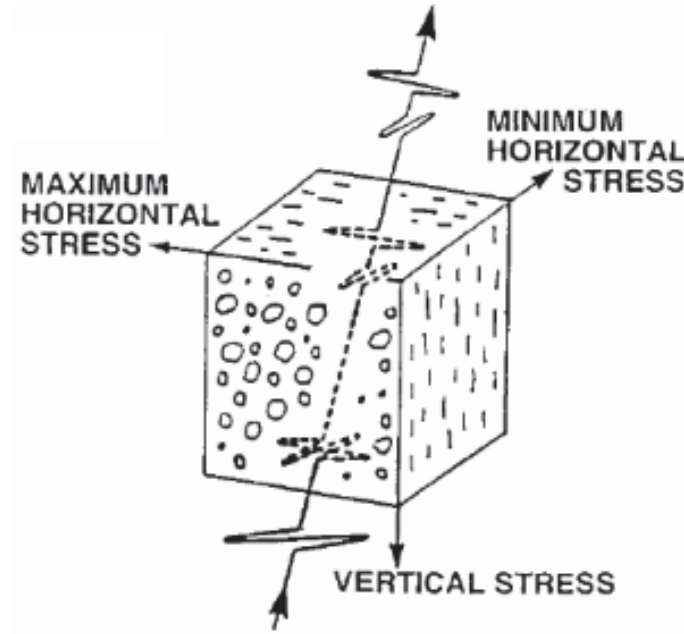


圖 1-4 SPO 方式所造成的震波速度非均向性。當 S 波經過裂隙呈規則排列的地層會產生剪力波分離，快波極化方向會平行裂隙面的走向，即最大主應力軸的方向(取自 Crampin, [1999])。

Figure 3.6-3: Anisotropy of an olivine crystal.

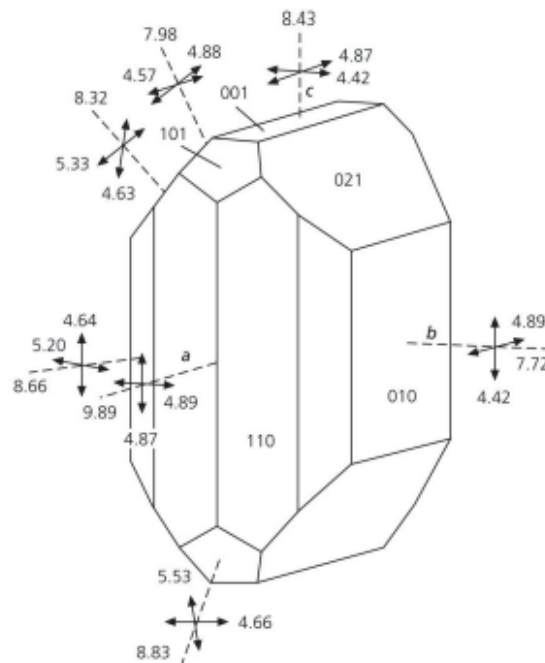


圖 1-5 單一橄欖石晶體的彈性非均向性構造。圖中顯示 P 和 S 波沿不同晶體對稱軸方向傳遞時所對應的波速。其中 P 波平行 a 軸傳遞和 S 波振動方向平行 a 軸

時速度最快，反之沿 b 軸方向速度最慢。由橄欖石為主聚集的岩體若 a 軸趨於某一特定方向排列，就會造成震波速度的非均向性。(取自 Kumazawa and Anderson, [1969])

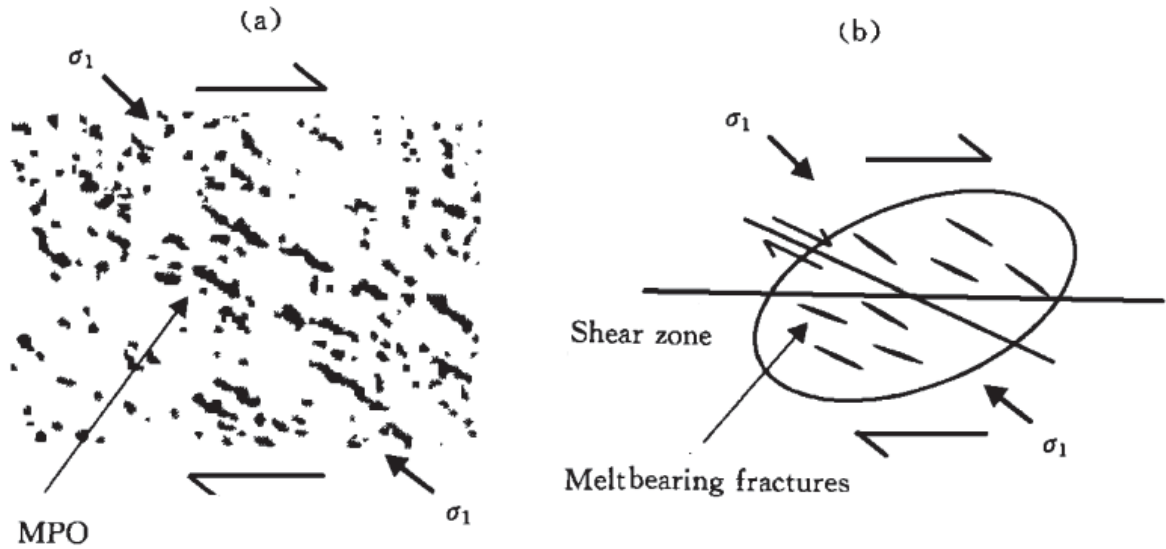


圖 1-6 MPO 造成震波速度非均向性的原因。部分熔融體填充於周圍固態礦物顆粒間，當受到定向剪切應力時，熔融體會朝特定方向排列造成非均向性。實驗發現這些熔融體的長軸會和剪應力方向夾大約 20° 的角度(取自 Yang et al.,[2002])。

1.3 研究區域背景

約莫五千萬年前印度大陸板塊開始接觸碰撞到歐亞大陸板塊並俯衝 (underthrust) 至歐亞大陸板塊之下，造成約 1500 公里南北水平向地殼的縮短以及地殼增厚近兩倍，而一系列陸塊聚合擠壓引發的造山運動，形成了全球範圍最廣的造山帶和現今西藏高原平均海拔高度 5 公里的樣貌[Yin and Harrison, 2000]。西藏高原由數個地塊單元組成，最北以崑崙山脈為界，往南依次為松潘-甘孜地塊 (Songpan-Ganzi terrain)、羌塘地塊(Qingtang terrain)、拉薩地塊(Lhasa terrain)和喜馬拉雅山脈(Himalayan)。拉薩地塊南邊以印度-雅魯藏布江縫合帶(Indus-Yarlung

suture, IYS)與喜馬拉雅山脈為界，北邊以班公怒江縫合帶(Banggong-Nujiang suture, BNS)和羌塘地塊相鄰，而羌塘地塊北邊則以金沙江縫合帶(Jinsha River suture, JRS)和松潘-甘孜地塊分界(圖 1-7)。

利用地震體波以及地殼內多重反射波相(multiple phase)的研究得知，喜馬拉雅山和西藏高原地區下方的地殼厚度達 70 公里，是一般大陸地殼的兩倍厚，和鄰近的印度板塊相差四十公里。在西藏高原的莫荷面深度有明顯的側向變化，地殼厚度由南向北逐漸變薄，地殼厚度在拉薩地區為 70-80 公里，羌塘地區則為 65 公里 [Owens and Zandt, 1997; Zhao et al., 2001; Tseng et al., 2009; Xu et al., 2013]。

1.4 前人研究

自 1990 年代起在西藏地區進行的數個國際合作計畫，已對兩個地塊的性質具有一定的瞭解。拉薩、羌塘地塊在地質條件以及地球物理性質上有很大的差異：(1) 羌塘地塊的 Pn 速度較拉薩地塊低，班公怒江縫合帶南北端可見明顯變化，同樣的區域也發生了 Sn 振幅衰減甚至 Sn 波相無法被觀測到 [McNamara and et al., 1995; McNamara et al., 1997; Ni and Barazangi, 1983]。(2) 拉薩地塊普遍存在低電阻層 [Wei et al., 2001]。(3) 北部平均地殼泊松比異常高 [Owens and Zandt, 1997; Kind et al., 2002]，Kind et al. [2002] 指出拉薩地塊北段具有異常高的泊松比(1.85~1.90)，和一般正常值約 1.73 以及整體高原平均值 1.75 要高很多，暗示有岩漿或流體存在的可能。

利用遠震接收函數以及表面波層析成像方法觀察西藏高原底下的速度構造發現，拉薩地塊有較明顯的低速帶位於上中地殼(約 20-40 公里深)，羌塘地塊的整體地殼速度較低且低速層相對較不明顯 [Rapine et al., 2003]。Xu et al. [2012] 使用接收函數和表面波頻散方法分析 Hi-CLIMB 資料，發現拉薩地塊和羌塘地塊在中部地殼(20-35 公里)皆有大範圍的低速帶(圖 1-9)，而梁[2012]觀察發現三個不同深度的低速帶，(1) 中上地殼的低速帶位於 20 公里深，厚度約 10 公里，廣泛分布於

Hi-CLIMB 下方，羌塘地區的低速帶則略淺，約在 15 公里的上部地殼。(2) 30-40 公里深的低速帶斷斷續續分布於 Hi-CLIMB 測站下方，此一低速帶下方有明顯的高速層。(3) 50-60 公里深的低速帶以較陡的速度梯度變化延伸到莫荷面，此一低速帶集中在拉薩地塊中段到南邊的 IYS 邊界。

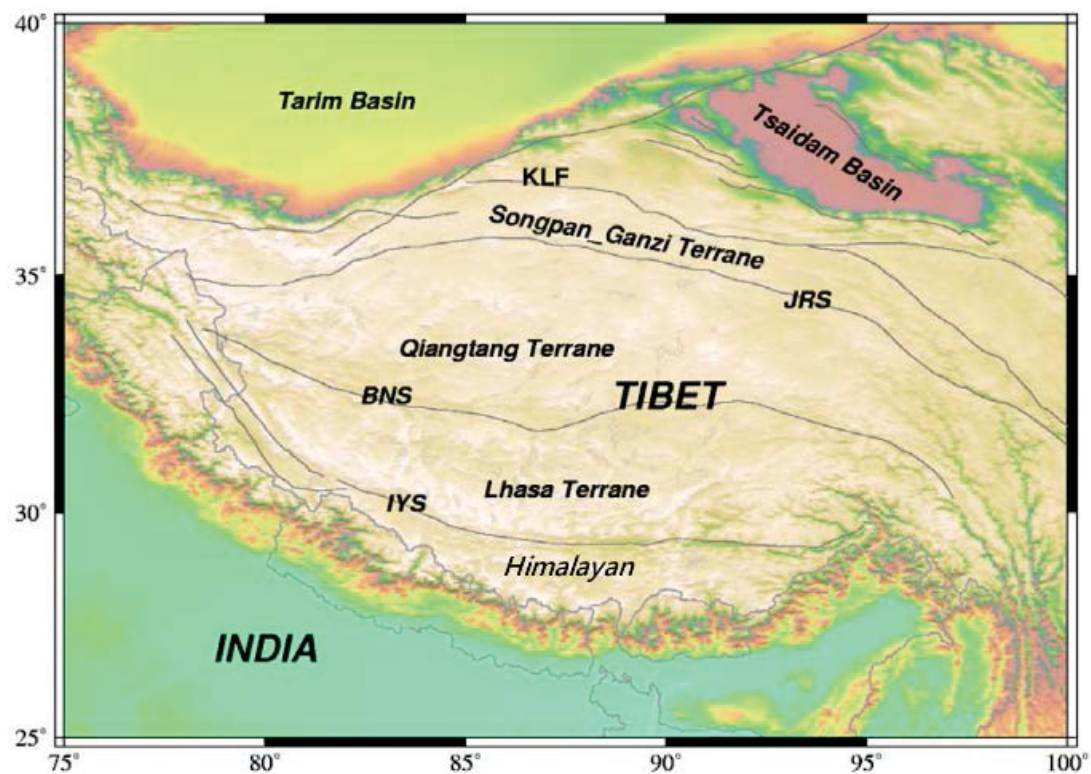


圖 1-7 西藏高原地形圖。西藏高原主要由數個地塊組成，從南到北依序為拉薩地塊(Lhasa)、羌塘地塊(Qiangtang)和松潘-甘孜地塊(Songpan-Ganzi)，地塊之間有明顯的構造線作分界。從南到北是印度—雅魯藏布江縫合帶(Indus-Yarlung suture, IYS)和區隔在南邊的喜馬拉雅山脈(Himalayan)、班公-怒江縫合帶 (Banggong-Nujiang suture. BNS)、金沙河縫合帶(Jinsha River suture, JRS)以及和塔里木盆地(Tarim Basin)分界的崑崙斷層(Kunlun Fault , KLF)(改自賴[2011])。

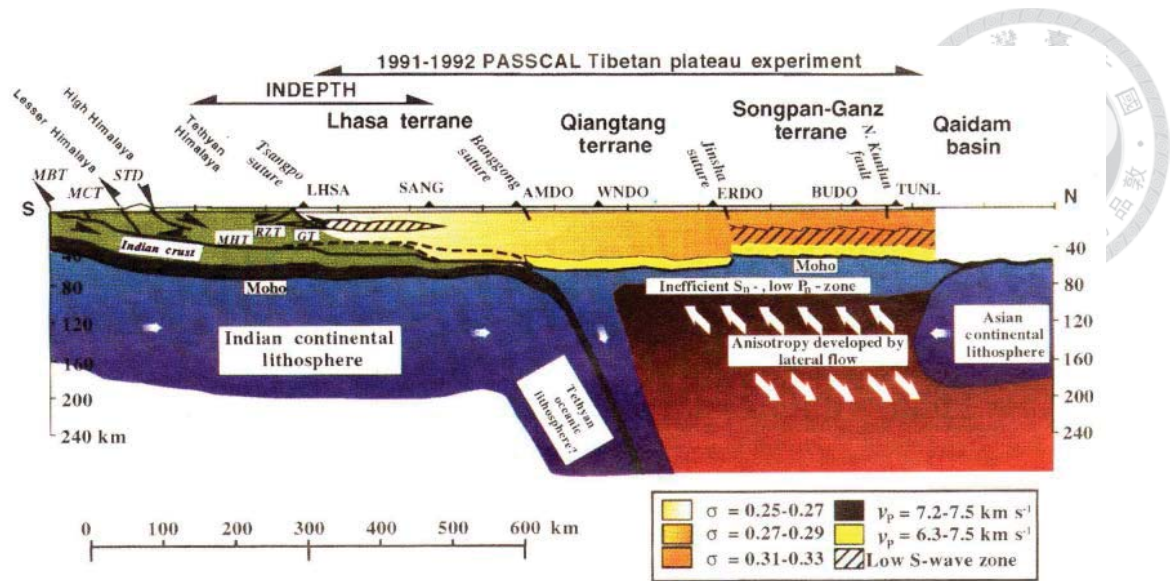


圖 1-8 西藏東側地區的地體構造示意圖。根據 90 年代沿東經 90° 附近於西藏高原架設南北向的 INDEPTH 地震網資料，進行遠震體波走時層析成像得到上地幔速度構造所推論的印-歐板塊地體構造模式。印度板塊由南向北隱沒至歐亞板塊之下，其隱沒板塊最前緣已超過班公-怒江縫合帶，而羌塘地塊中段以北地區下方的上地幔，因印度板塊下沉引起地幔楔熱物質上湧，使得剪力波速度大為降低(取自 Owens and Zandt [1997])。

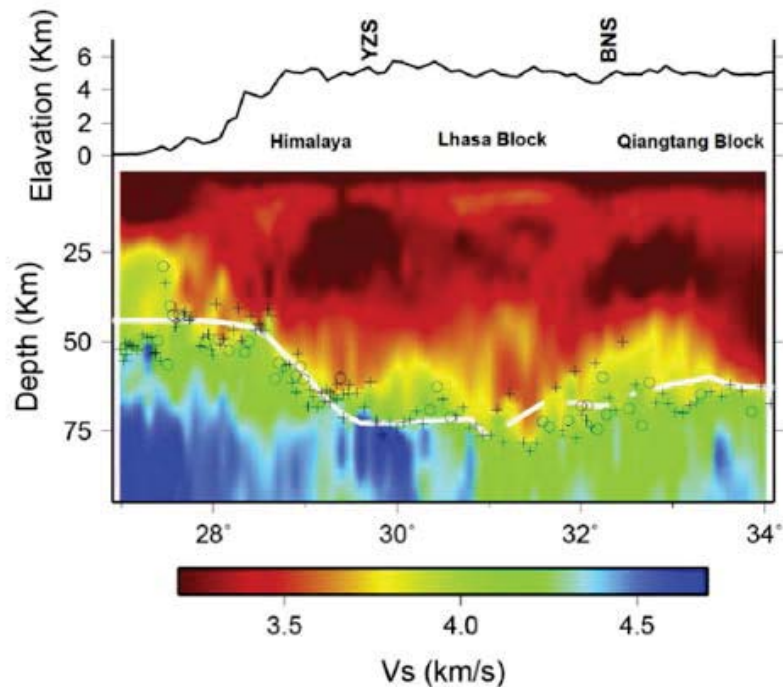


圖 1-9 西藏中部地區地殼的剪力波速度構造。根據 2002-2005 年沿東經 86° 附近

近的西藏高原佈設南北向的 Hi-CLIMB 地震網所記錄的震波資料，所求得地殼剪力波速度模型。白線標示根據接收函數的資料所定出的莫荷面深度(Nabelek et al., 2009)，空心圓和十字符號分別代表平滑和急劇的速度變化。在中地殼深度 25 公里處相較於上下地殼有一低速帶，在班公—怒江縫合帶(BNS)下方莫荷面較模糊(取自 Xu et al. [2012])。

Sherrington and Zandt [2004] 使用西藏高原東部的 PASSCAL 寬頻測站所觀測的接收函數逆推測站底下地殼一維的非均向性速度模型，結果顯示在不同深度有著 4%~14%不等的非均向性強度。所有的測站在近地表處都有非均向性，其中大多數測站快軸方向呈東西向；而在中下地殼的部分，南段的快軸方向大致是平行南北、西北-東南方向，北段則是平行南北、東北-西南方向，顯示西藏東邊的中下地殼在南北段並沒有一致的非均向性特徵。Ozacar and Zandt [2004]使用 INDEPTH III 測站對班公—怒江縫合帶附近的上中地殼進行接收函數的逆推，其結果表示在地表和中地殼有極強的震波非均向性(>10%)。上述研究西藏高原地殼的非均向性發現非均向性出現的深度範圍通常和低速帶位置相近，與地殼內部發生物質的塑性流動有關。

另外根據雷利波和洛夫波所量測的相速度隨週期的變化，分別逆推求得 SV 和 SH 剪力波速度隨深度變化的模型，發現兩者速度存在明顯差異，顯示西藏高原底下廣泛存在徑向的非均向性特性。速度模型顯示南北兩個地塊徑向非均向性的分布深度和強度並不相同[賴, 2010; Shapiro et al., 2004]。拉薩地塊的非均向性主要分布在中下地殼，而羌塘地塊則是集中在上部地幔(圖 1-10)，說明這兩個區域的非均向性成因不同。Chen et al.[2010]利用遠震 SKS 和 SKKS 波相量測 Hi-CLIMB 下方的剪力波分離參數(圖 1-11)。結果顯示在拉薩地塊南段以南部分幾乎沒有剪力波分離情況出現，拉薩地塊北段平均量測到 0.8 ± 0.3 秒的剪力波分離時間，快軸極化方向可看出由南往北逐漸從東北-西南方向變成東-西向。BNS 附近剪力波分離時間

變化較大，但快軸極化方向大致呈東西向，羌塘地塊快軸極化方向則為東西向。比較前人在 Hi-CLIMB 陣列東側佈設的南北向地震網所觀測的剪力波分離參數(圖 1-11)，發現羌塘地塊的剪力波分離時間，即非均向強度較大，且在東西兩側差異並不大。而在拉薩地塊的觀測結果則顯示東西側向有明顯的變化。*Chen and Özalaybey* [1998]在拉薩地塊的觀測結果是 0.7 秒 $\pm$ 0.2 秒; *McNamara et al.* [1994]平均分離時間是 1.0 秒 $\pm$ 0.2 秒，*Huang et al.* [2000]則幾乎無法分辨分離時間。這暗示了拉薩地區的非均向性在側向上變化較大且較微弱不易觀察，或者地殼內較強且複雜的非均向性性質減弱上地幔非均向性所造成的 SKS/SKKS 分離信號 [*Kaneshima*, 1990]。

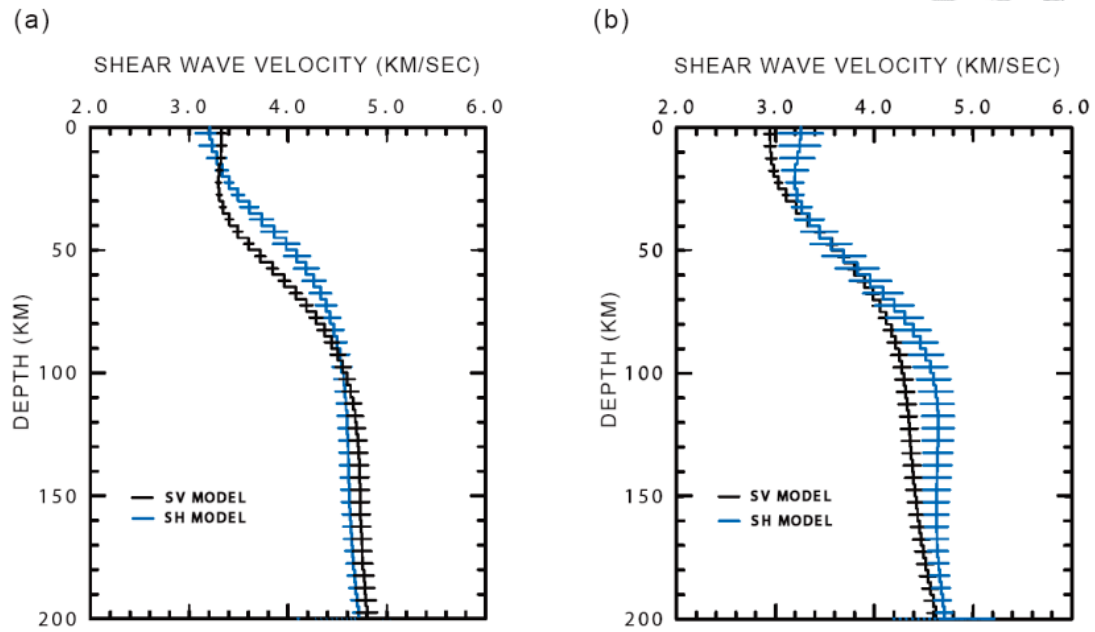


圖 1-10 (a)拉薩和(b)羌塘地塊底下一維的 SH(藍色)和 SV(黑色)速度模型。兩者速度有差異時表示存在徑向非均向性。拉薩地塊底下的中下地殼部分，SH 速度明顯大於 SV 速度，顯示水平方向為快軸方向。羌塘地塊底下的徑向非均向性集中在上部地幔，也是 $SH > SV$ 。淺部地殼因為短周期表面波資料較不穩定，並不加入討論 (取自賴[2011])。

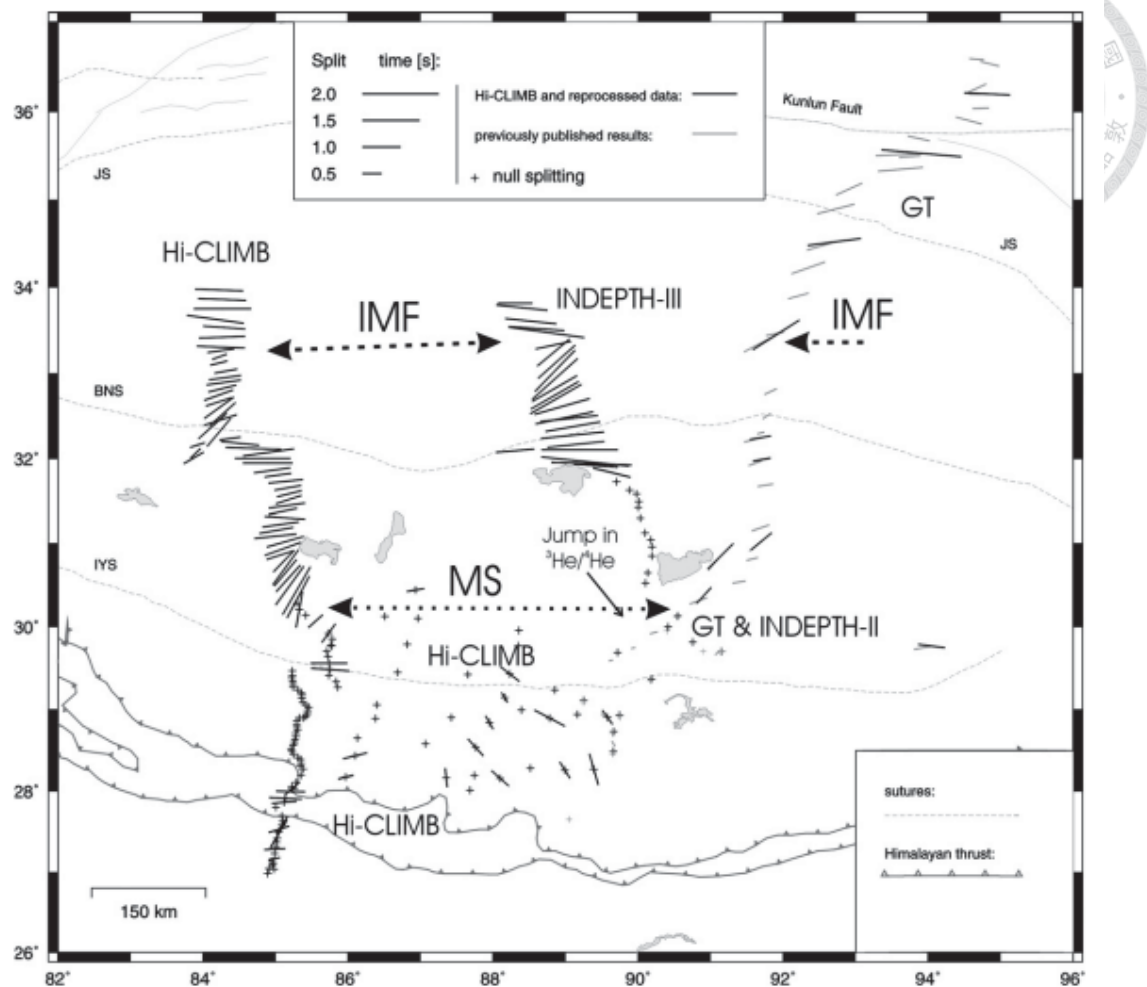


圖 1-11 西藏地區由 SKS/SKKS 波所量測到的剪力波分離參數，主要反映的是測站下方從軟流圈地幔到整個岩石圈深度範圍內平均的非均向性特性。每一線段方向代表快波極化方向，線段長度顯示快慢波分離時間大小，十字記號代表沒有量測到剪力波分離。*Chen et al. [2010]*依據這三個南北向測站陣列所觀測到剪力波分離時間突然變化以及重力和同位素資料，定出印度板塊地幔和歐亞板塊的縫合帶 (mantle suture, MS)位置與印度板塊岩石圈前緣(Indian mantle front, IMF)。羌塘地塊的剪力波參數東西側向方向差異並不大，但拉薩地塊的剪力波參數在東西側三個不同陣列中可以看出明顯差異(取自 *Chen et al. [2010]*)。

1.5 研究動機及目標

根據前人研究[*Sherrington et al., 2004; Ozacar and Zandt, 2004*]，西藏東部的地

殼非均向性深度和低速帶相關，西藏中部則尚未有地殼非均向性與均向速度異常的討論分析。若西藏中部和東部的地殼非均向性分布深度一致，且能觀察到快軸方向趨勢或漸進變化，則可進一步檢驗目前用來解釋西藏東側地殼順時針旋轉擠壓(extrusion)變形是否是因為下地殼存在由西往東的塑性流場。

本論文則嘗試利用 Hi-CLIMB 密集的測站陣列所記錄的遠震資料，分析每個測站的徑向和切向接收函數隨後方位角的變化，然後以此觀測資料為依據，大量建構測站下方隨深度變化可能的非均向性速度模型以及計算這些模型的理論接收函數，透過最佳化隨機搜尋方法找出理論合成接收函數最能擬合觀測資料的非均向速度模型，以對西藏高原中部底下的地殼非均向性分布以及特性有所了解。以下第二章將會詳述使用的資料篩選和訊號處理流程，第三章說明使用的方法以及原理，包含接收函數處理計算和正演波形擬合步驟，第四章呈現研究結果，並在第五章對結果進行分析討論。

第2章

地震資料



2.1 研究區域和測站分布

本研究所使用的地震資料主要來自美、中、臺三方所進行的國際合作計畫 Hi-CLIMB(Himalayan—Tibetan Continental Lithosphere during Mountain Building) 所提供。該計畫於 2002 至 2005 年間在西藏中部地區陸續架設一條南北長度超過 800 公里的線性寬頻地震測站陣列，以及在藏南喜馬拉雅山到 IYS 一帶布置大致呈東西向的區域地震網。前者橫越西藏數個地體構造並記錄下大量的地震波訊號，因為地震測站分布相當密集，平均測站間距約 3-8 公里，有助於解析西藏地體南北構造變化資訊。本次研究所使用的資料為 Hi-CLIMB 第三時期從 2004 年 6 月到 2005 年 8 月南北向線型陣列所記錄的遠震 P 波以及之後的尾波訊號，共 67 個測站主要分布於整個拉薩地塊和羌塘地塊的中段以南部分(圖 2-1)。本研究所使用的地震資料來自 IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology)資料中心。

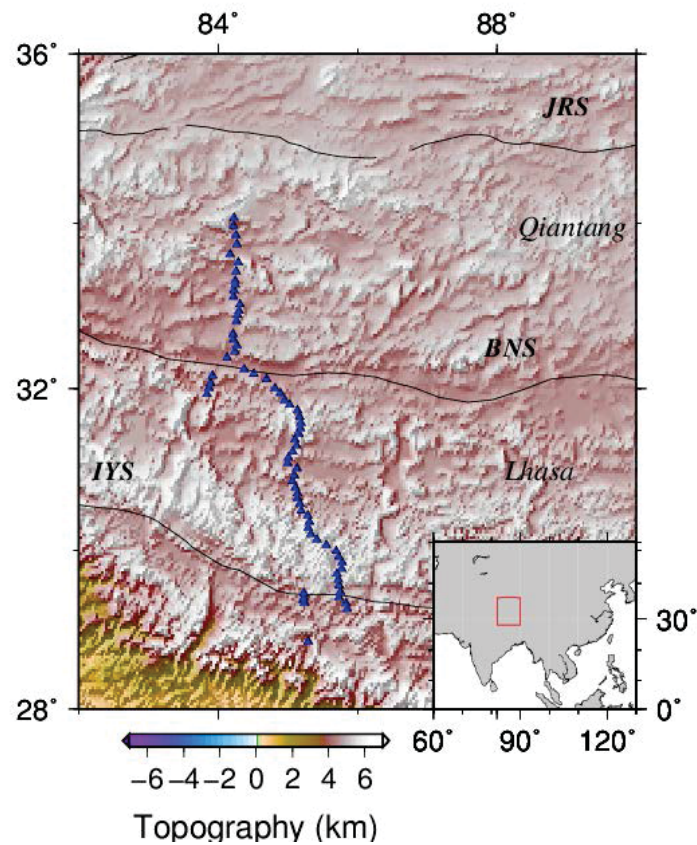


圖 2-1 西藏中部研究區域的地形和測站分布。藍色三角形是 Hi-CILMB 計畫第三期架設的線性陣列，橫跨拉薩和羌塘地塊共 67 個寬頻測站，佈設時間從 2004 年 6 月到 2005 年 8 月，期間內所記錄的遠震資料用於本論文研究西藏地殼的非均勻性。

2.2 地震和波形資料篩選

透過全球地震目錄選取地震規模 M_b 大於 5.5 且震央距位於 30° 到 90° 之間的地震事件，以確保遠距離傳遞的直達 P 波和其在地殼速度不連續面折射轉換成 S 波有高於背景雜訊的訊號，同時避免震央距小於 30° 時入射 P 波包含經過上部地幔震波速度不連續面的多重路徑的波相，以及大於 90° 時 P 波近垂直入射其轉換成 S 波能量微弱的情形。然後根據初步篩選的地震事件，向 IRIS 資料中心索取前述 Hi-CILMB 測站的三個分量所記錄到於 P 波到時之前 80 秒至之後 200 秒的速度場波形。

在進行接收函數分析之前，首先將三個分量的原始資料各自的平均值(mean)、線性趨勢(linear trend)移除，並將頻率低於 0.01 Hz (週期>100 s)波段濾除，然後將南-北和東-西的水平分量的資料旋轉到徑向(radial)和切向(transverse)方向。之後根據 TauP 程式計算側向均質的一維參考速度模型中，各筆 P 波資料從震源傳遞到測站的理論走時並予以扣除，即震波時間序列的時間零點設定為 P 波的理論到時。考量西藏高原的地殼厚度約一般大陸地殼的兩倍，所使用的參考一維速度模型為 ak135 的平均大陸速度模型，但將地殼速度修改為 Tseng et al. [2009]根據測站 H1360 的接收函數所推求的地殼速度模型。再根據下列式子所估計的噪訊比值 (noise to signal ratio, NSR)進一步挑選訊號品質高的資料分析。

$$NSR = \frac{\sqrt{\frac{1}{K} \sum_{i=1}^K S^2(t_0 - 40 + i\Delta t) - (\frac{1}{K} \sum_{i=1}^K S(t_0 - 40 + i\Delta t))^2}}{\max\{|S(t_0 - 3 + i\Delta t)|_{i=1}^M\}} \quad (2.1)$$

其中 $S(t)$ 為地震波時間序列， Δt 是取樣率(sample rate)， t_0 則是使用 TauP 程式計算 P 波於前述設定的一維參考速度模型的理論到時。(2.1)式中分子項代表 P 波到時前 40 秒到前 5 秒共紀錄 K 點的雜訊標準差，分母項則是理論初達 P 波的前後三秒共 M 點的紀錄波形中的最大振幅值。本研究保留垂直(Z)和平行(R)分量的 NSR 值皆小於 0.3 的地震資料，然後分別擷取三個分量於 P 波理論到時前 5 秒至後 15 秒共 20 秒的資料長度。

另外值得一提的是，在接收函數計算時還附帶一個額外的篩選條件，即在使用時間域迭代逼近法進行反摺積(deconvolution)運算求得徑向和切向的接收函數時，必須第一次迭代計算出的理論接收函數和觀測的接收函數波形之間的方差縮減值(variance reduction)達到 70%以上才予以保留 [Schulte-Pelkum et al., 2005]，關於接收函數的計算將在下一個章節介紹。由於徑向和切向接收函數是獨立進行篩選，使用的徑向和切向接收函數資料量不見得相同。最後有些資料雖符合以上篩選條件保留下來，但所計算出的接收函數背景雜訊依然偏高，因此進行人工檢視挑選，以確保之後根據後方位角疊加接收函數的資料品質。

圖 2-2 顯示經過上述篩選過程之後有提供波形資料作接收函數分析的地震事件，其震央位置隨震央距和後方位角的分佈。受限於地震主要分佈於板塊聚合帶，大部分符合篩選條件的地震事件集中在西部的環太平洋地震帶(後方位角約 30° 到 150° 之間)，其中包括位在東北-東側後方位角象限從北往南的 堪察加(Kamchatka)、日本、琉球(Ryuhulyu)、伊豆-小笠原(Izu-Bonin)隱沒帶的地震，以及東-東南象限的菲律賓、馬里亞納(Mariana)、蘇門答臘(Sumatra)、新幾內亞-索羅門(New Guinea-Solomon)隱沒帶的地震；而在後方位角 220° 到 270° 、 340° 到 360° 幾乎沒有地震。

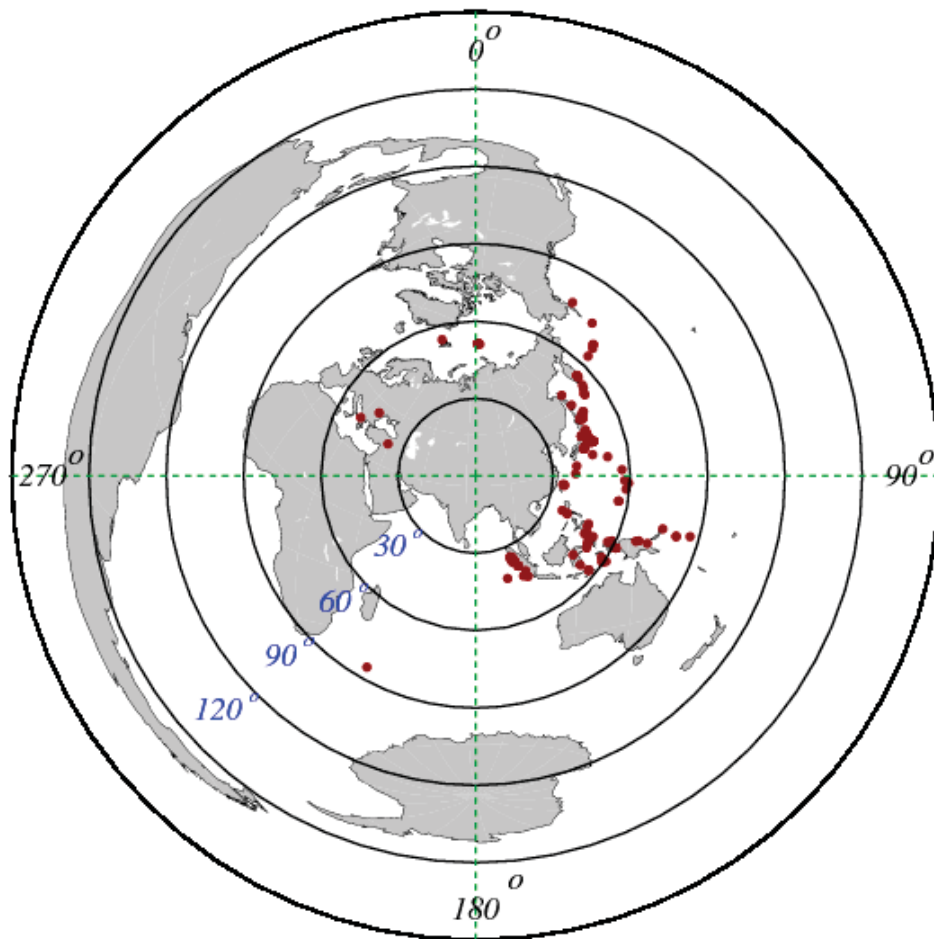


圖 2-2 地震事件分布圖：圖中為 2004 年六月至 2005 年八月間地震規模大於 5.5、震央距介於 30° 到 90° 的遠震地震資料。地圖中心是位於 Hi-CLIMB 陣列中段的測站 H1250，紅色圓點表示所有符合篩選資格的地震資料。地震來源集中在西部環太平洋地震帶，西-南象限的後方位角則缺少足夠的地震。

第3章

研究方法與原理



本章節說明資料自篩選後,如何將水平分量的徑向和切向方向所記錄的直達 P 波和之後的轉換波波形與對應的垂直分量的波形進行反褶積運算得到接收函數 (receiver function), 修正不同遠震事件 P 波波線參數(ray parameter)差異造成之後尾波到時提早或延滯的情形, 再藉由疊加具有相似後方位角的接收函數以提高訊噪比, 然後針對每個測站所疊加的徑向和切向方向的接收函數波形隨後方位角的變化同時進行正演模擬, 透過最佳化搜尋方式找出測站下方一維的非均向地殼速度模型所預測的理論接收函數最能擬合觀察波形的波形, 圖 3-1 列出接收函數計算處理步驟以及正演波形模擬流程。以下章節將分別說明所有處理步驟使用的方法以及相關的變數設定, 以及介紹接收函數及其計算方法和處理過程所使用的相關變數設定, 非均向性構造的對稱性質和傾斜地層的速度不連續面對接收函數波形的影響以闡述如何在分析觀察資料時判別兩者不同速度構造的效應, 最後簡略說明正演模擬接收函數波形的步驟和使用的最佳化模型搜尋方法。

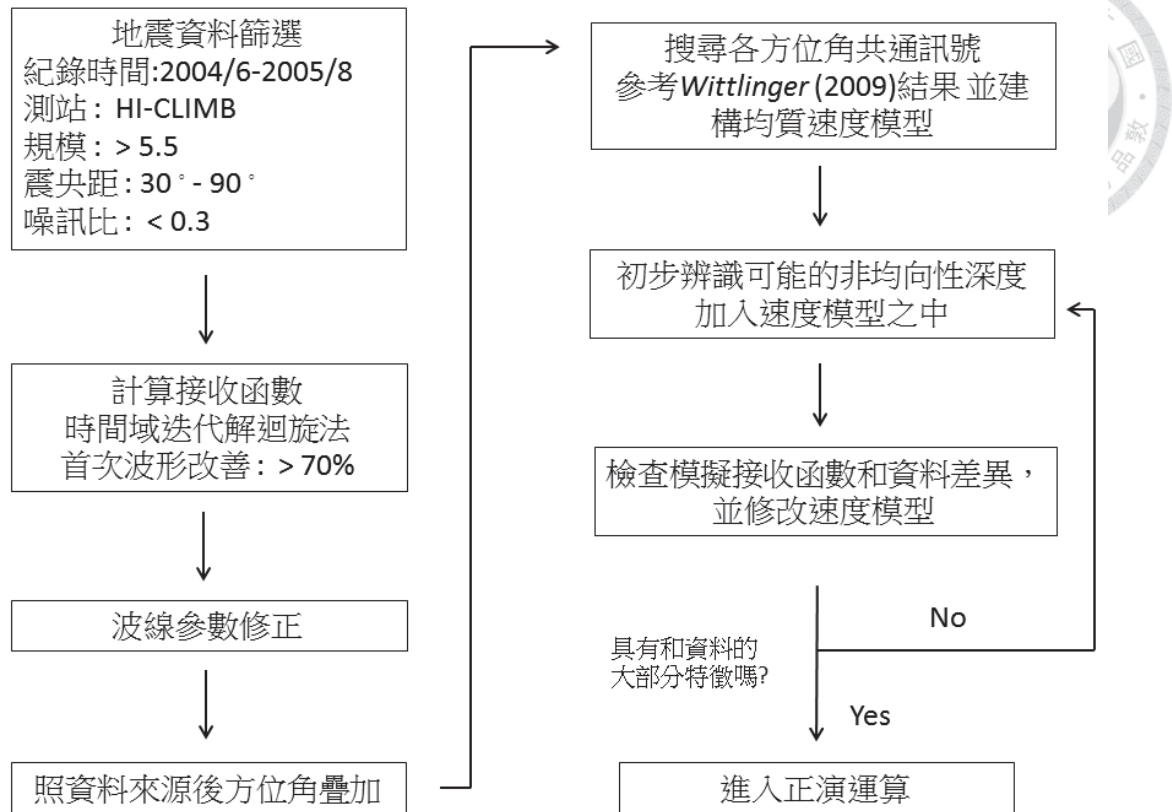


圖 3-1 接收函數分析計算流程圖。

3.1 Ps 轉換波相

遠震產生的體波在地球內部經長距離的傳遞到達測站下方時，其入射波場可視為一平面波。其中 P 波(或稱縱波、壓縮波)和 S 波(或橫波、剪切波)所造成質點振動方向以及其傳播速度有所不同。P 波波速大於 S 波，而質點振動方向 P 波則沿平行波行進方向前後振動，S 波於垂直行進方向的平面振動，一般又將該振動向量分解成兩個分量，分別在垂直波行進路徑但在同一震源到測站的大圓深度剖面上振動的 SV 和平行大圓面垂直法線方向振動 SH (圖 3-2)。

當地震波由某地層進入另一個結構或成分性質差異造成彈性性質和密度不同的地層時，由於地層兩側的阻抗(impedance，即密度和波速的乘積)差異，依據司涅爾定律(Snell's Law)，入射波會在兩地層界面產生反射和折射現象。在均向性和側向均質的速度構造並且地層未傾斜阻抗值不連續的界面，因 P 和 SV 波在同一

大圓面上振動，兩者在地層界面可相互轉換成 SV 和 P 波的反射和折射波，但垂直於大圓面方向振動的入射 SH 波則沒有這種現象(圖 3-3)。Ps 波代表入射 P 波經測站下方速度不連續面時折射為 S 波的波相，通常以 Pds 來表示於特定深度 d 的不連續面轉換成 S 波的波相，如 P410s 表示在深度 410 公里處的速度不連續面轉換成 S 波，而於莫荷不連續面發生 P 轉成 S 波相則以 Pms 表示。

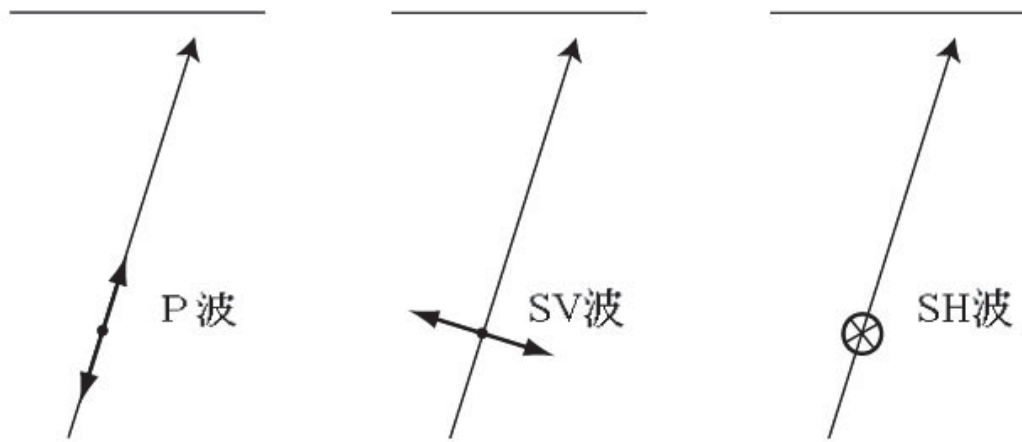


圖 3-2 P 波、SV 波、SH 波的定義，由側面觀察各波相的質點運動方向。P 波質點運動方向平行於波線傳遞方向，S 波則是垂直於波線傳遞方向。

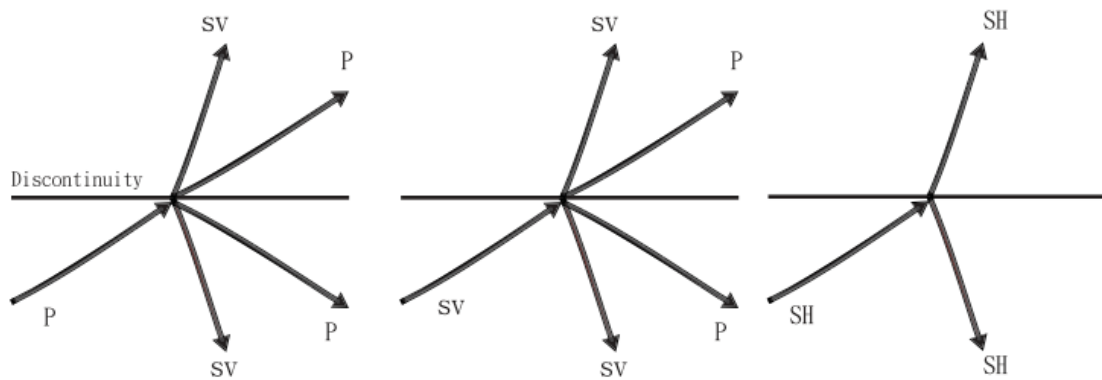


圖 3-3 入射波通過速度不連續面時產生反射和折射波示意圖。P 波或 SV 波在通過未傾斜並且速度均向和側向均質的地層構造不連續面時，均可反射及折射成 P 波和 SV 波，而 SH 則沒有此現象。



3.2 接收函數(Receiver function)

遠震的初達 P 波和之後數十秒之內的尾波部分訊號主要反應 P 波於測站下方的地殼和上地幔速度不連續面所產生的折射 P 波或轉換 S 波，以及這些波在地表反射及速度不連續面來回反射，P-S 互相轉換的波相訊息（圖 3-4）。接收函數透過水平分量與垂直分量反褶積的計算去除原始地震波記錄受非點震源的斷層破裂所造成的複雜波形影響，以凸顯點震源引起的脈衝型式 P 波單純因測站下方速度不連續構造所產生的 P-to-S 轉換波相訊息，以利於量測它們相對直達 P 波的到時來決定不連續面的深度和速度差異。以下簡略說明接收函數的定義和計算。

對於測站所接收的地震波時間序列 $D(t)$ ，可表示為描述震源時間函數 $S(t)$ ，波傳路徑效應 $E(t)$ 以及儀器響應 $I(t)$ 三者互相褶積(convolution)後的結果。將測站於東-西、南-北兩個分向記錄的原始地震波波形，旋轉至平行測站到震源後方角徑向(radial)和垂直的切向(transverse)分量，分別代表 SV 和 SH 波的主要能量。則垂直、徑向和切向的波形紀錄可分別表示如下：

$$\begin{aligned} D_V(t) &= I(t) * E_V(t) * S(t), \\ D_R(t) &= I(t) * E_R(t) * S(t), \\ D_T(t) &= I(t) * E_T(t) * S(t), \end{aligned} \quad (3.1)$$

Burdick et al. [1974] 從觀測的地震波分析地殼模型指出遠震的平面 P 波以接近垂直的高角度入射時，地表位移的垂直分量近似於震源時間函數和儀器響應的褶積：

$$D_V(t) \cong I(t) * S(t), \quad (3.2).$$

因此分別將徑向分量、切向分量與垂直分量做反褶積(deconvolution)，即可消除(3.1)式中 $D_R(t)$ 和 $D_T(t)$ 所含震源 $S(t)$ 和儀器 $I(t)$ 的部分，得到僅和傳遞路徑效應有關的 $E_R(t)$ 和 $E_T(t)$ 項，即為所謂徑向和切向的接收函數。理論上 P 波在均向且側向均質的一維速度構造下僅會轉換成沿徑向方向振動的 SV 波，只會出現在徑向的接收函數；而在切向的接收函數主要記錄 SH 振動方式的波能量則為零。當切向的接收函

數出現明顯的振幅訊號，則可歸因於以下幾種原因：地層側向速度不均質、速度不連續面為傾斜、或是本身具非均向性[Levin and Park, 1997; Hu and Menke, 1992]。

接收函數中晚到的 Ps 轉換波相對初達 P 波到時的時間差，主要與 P 波轉換成 S 波所在的不連續面深度以及該深度到地表之間 P 和 S 波速度比值(V_p/V_s)有關。然而單獨使用 Ps-P 的到時差同時決定不連續面深度和 V_p/V_s 速度比值則存在明顯的消長(trade-off)問題，通常必須加入其他額外的訊息，如在地殼內多重反射，S-to-P 或 P-to-S 轉換波到時以降低兩者的消長關係(圖 3-4)；或是分析整個接收函數的波形以求得層狀的 P 波和 S 波隨深度變化的速度構造。

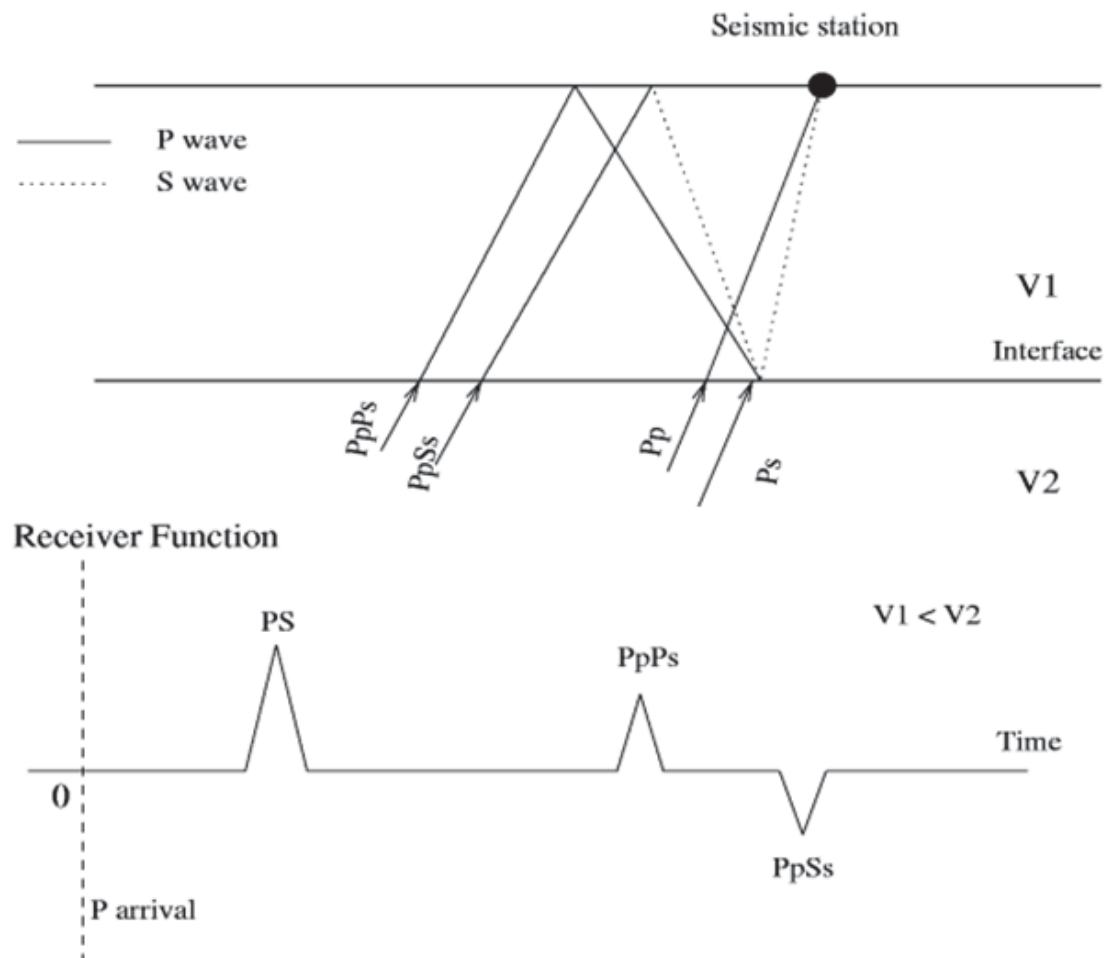


圖 3-4 接收函數中通常出現的各轉換波相其(a)路徑和(b)波形示意圖。(b)圖橫

軸為以 P 到時為零點的時間軸。各波相相對 P 的到時差反應(a)圖所示相對應路徑上的 P 和 S 波速度。



3.3 接收函數之計算

兩時間序列在時間域上的褶積和反褶積作用相當於在頻率域分別作相乘及相除的運算。早期的接收函數大多將不同分量的地震波訊號透過傅立葉轉換到頻率域，然後將水平分量的複數頻譜 (spectrum) 直接除以垂直分量的複數頻譜進行反褶積運算，完成後在利用反傅立葉轉換轉回時間域以求得接收函數的波形。若垂直分量的地震波形在某特定頻率的頻譜振幅很低且趨近於零，電腦數值運算的舍入誤差 (round-off error) 在相除時容易造成浮點溢出(overflow) 不穩定的情形。為避免該情況發生，通常將分母項當中所有頻率的振幅加入一個固定的水準值 (water level) [Ammon *et al.*, 1991]。雖然引入水準值可改善接收函數的穩定性，但也容易造成轉換波相能量溢出，使得波形兩側產生持續振盪的旁瓣效應(side-lobe)，影響接收函數資料的真實性。

本研究採用 *Ligorria and Ammon* [1999]所提出在時間域作反褶積的方法，依序對接收函數的每一個波相進行波形逼近然後反覆迭代運算，此方法的主要優點在於可避免因選取不同水準值所造成上述的問題[*Langston*, 1979; *Ammon*, 1991; *Cassidy*, 1992]。首先根據(3.2 式)將垂直分量波形定為震源函數，透過徑向和切向分量與垂直分量進行反褶積計算解得到接收函數。為避免較高頻的波形通常雜訊值偏高而影響迭代結果，在運算時會先驗給定一個高斯函數型式的低通濾波，以求得穩定清晰的接收函數。以頻率為變數的高斯函數表示如下：

$$G(f) = \exp(-4\pi^2 f^2 / a^2), \quad (3.3)$$

相當於在時間域的高斯函數為

$$g(t) = \frac{a}{2\sqrt{\pi}} \exp(-a^2 t^2 / 4), \quad (3.4)$$

其中 a 值為高斯濾波寬度(Gaussian filter width)，用以設定低通濾波時，頻率高於該值所對應的振幅大幅被衰減的特徵頻率。本研究 a 值選定為 2.5，相當於在時間域波形的半特徵週期寬度為 0.8 s (1.25 Hz)，即接收函數的轉換波的週期寬度大致為 1.6 s。

以徑向分量為例，說明在時間域進行波形逼近迭代的反褶積運算流程。首先計算垂直分量對徑向分量 P 波波形的互相關(cross-correlation)，將互相關係數達到最大值兩者的時間差修正之後訂為接收函數的起始時間原點和最大振幅位置。在起始位置設定一個脈衝波訂為起始接收函數，並以事先給定的 a 值所對應的高斯函數將脈衝波作低通濾波而得到特定頻寬的波形。把濾波後的起始接收函數與垂直分量地震波做褶積的動作得到在徑向分量的理論地震波形，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波的到時及振幅，如此反覆迭代，最終得到整個接收函數 (圖 3-5)。

從時間域迭代反褶積的原理來看，每一次迭代都會為接收函數加入一個脈衝函數，用以改善模擬的地震波和觀測資料，而隨著迭代次數的增加，每一次迭代加入脈衝函數所改善的擬合程度就越來越小。若持續進行迭代，就等同在接收函數裡增加不重要的脈衝函數，過程中可能將觀測資料中的雜訊也包含入內。解決此問題的方法是設定一個門檻值：計算每一次迭代所累積的理論接收函數與垂直分量地震波褶積的結果和觀測的徑向分量地震波之間差異的最小平方差 (least-squares method)，當值小於使用者所設定的值即停止運算或者由使用者設定迭代次數的上限。本研究限定的迭代條件為最小平方差小於 0.01% 或迭代次數上限為 300 次。最後在時間域使用波形迭代反褶積方法所得到的接收函數，主要是反應測站下方這些轉換波在地殼中是以 P 或 S 波形式傳遞路徑的速度構造(圖 3-6)。

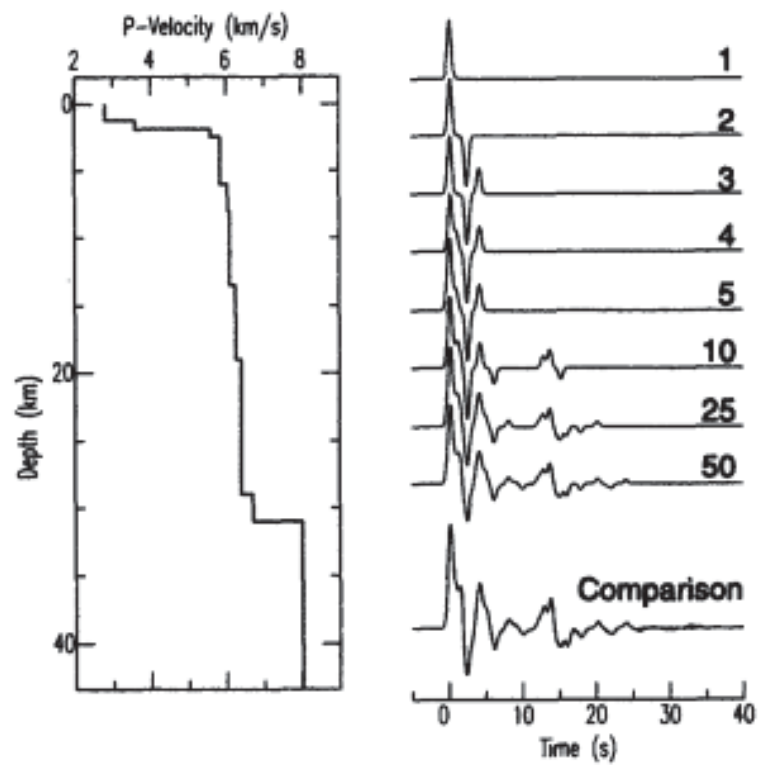


圖 3-5 時間域迭代反褶積示意圖。左圖為使用的一維速度構造模型，右圖隨著迭代次數的增加波形越見複雜，右圖最下方為頻率域反褶積的波形之比較(取自 *Ligorrfa and Ammon [1999]*)。

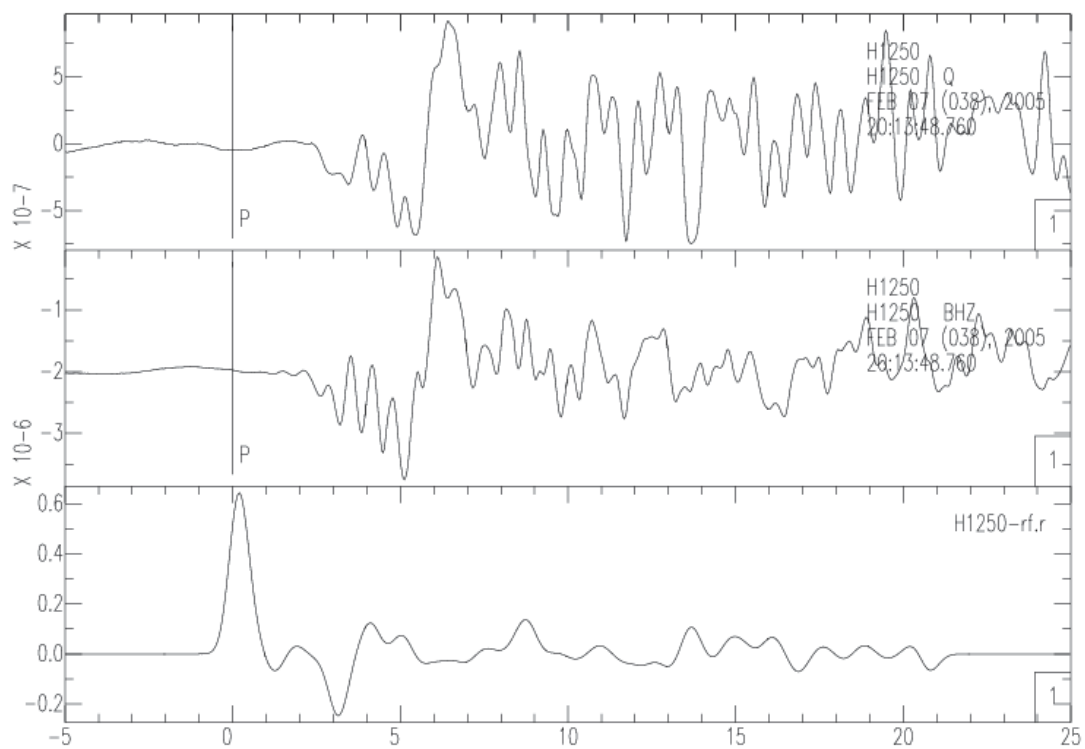


圖 3-6 利用時間域反褶積方法計算所得到徑向接收函數的實際觀察例子。上面兩個波形是去除儀器響應之後的 P 波以及之後尾波部分的位移分別記錄於徑向和垂直分量。最下圖則是徑向分量對垂直分量位移進行反褶積運算後之後所得到徑向分量的接收函數。Pms 約在 9 秒位置出現；另外，在 P 波 3 秒之後有一明顯振動極化方向為負的波相，顯示上中地殼可能存在一低速層。

3.4 地震資料的疊加

雖然接收函數將遠震 P 波入射測站下方速度不連續構造時所產生的轉換波相凸顯出來，但在震波傳遞過程中受到地球內部側向非均質構造、非彈性能量衰減，或者是測站下方不連續面速度梯度變化不明顯影響，使得單一接收函數所記錄的轉換波訊號通常非常微弱參雜於噪訊當中。透過疊加波線參數相近的接收函數方式可加強具有一致性到時的轉換波訊號並抑制隨機的背景雜訊。由於各地震事件深度以及到測站的震央距不同，其產生的遠震 P 波於測站下方行進入射的方向與垂直軸的夾角，稱之為入射角度(incident angle)，以及從正北順時鐘旋轉至入射方

向於水平面投影方向的夾角，即所謂的後方位角(backazimuth)並不盡相同。對同一測站所記錄到這些具不同波線參數（或入射角）以及方位角入射的 P 波，經過同時具非均向性的速度不連續的構造時所產生的轉換波相對 P 波的到時差會有所差異。因此在疊加之前必須先針對每筆地震資料的接收函數時間序列進行到時差的修正。由於本研究目的在於利用接收函數隨後方位角的變化來分析測站下方的地殼非均向性，因此將只修正因入射角不同造成轉換波到時的差異。

首先選取 P 波的參考波線參數，計算在該波線參數下轉換波相對 P 波的理論到時差，將波所產生的轉換波到時時間差修正到波之間的差異。

3.4.1 波線參數修正 (Moveout correction)

遠震 P 波因為震源深度和震央距的不同，具有不同的入射角度 (即波線參數 ray parameter)，同樣的速度不連續面產生的轉換波相相對 P 波的到時差也不一樣，此差異和測站下方的速度構造變化無關。在疊加不同地震的接收函數時，這些到時差異使得轉換波訊號並未對齊，直接疊加無法達到訊號一致性相長干擾增強的效果，還可能在疊加之後失去特徵波形 [Cassidy, 1992]，或是相消干擾變成背景雜訊，因此在疊加前必須先修正接收函數時間序列因不同波線參數所造成的到時差異移除。首先選定一個標準參考波線參數值 $p_{ray} = 6.18 \times 10^{-5} \text{ s/km}$ (相當於震央距 60° 、震源深度為 35 公里的地震)，計算在該波線參數下轉換波相對 P 波的理論到時差，以此為基準，將每筆接收函數轉換波的到時時間軸透過伸長和縮短調整至與參考波線參數的轉換波對齊 (圖 3-7)。

3.4.2 疊加區域的選取

由於受到地球內部三維速度構造影響，具有相同的波線參數的遠震 P 波從相近的後方位角入射時，於速度不連續構造折射產生的轉換波也會有所差異，並且於接收函數中出現不規則的多重散射能量。同樣的地層構造若側向均質但具非均

向性，也會造成轉換波的到時和波形振幅隨後方位角週期性規律的變化。為降低接收函數中受小尺度非均質構造散射的影響，但仍保留主要反應速度不連續面和均向性特性的接收函數當中相對較一致性的轉換波隨後方位角的變化，將經過波線修正，入射後方位角相近的接收函數疊加在一起，以利於觀察模擬接收函數波形隨後方位角的變化。本論文採用每次移動後方位角 10° 為中心，疊加 $\pm 10^\circ$ 範圍內的接收函數，相鄰後方位角疊加範圍重複部分可減小地震事件分佈不均造成的後方位角間隙以及平滑鄰近後方位角接收函數中複雜小尺度的變化(圖 3-8)。

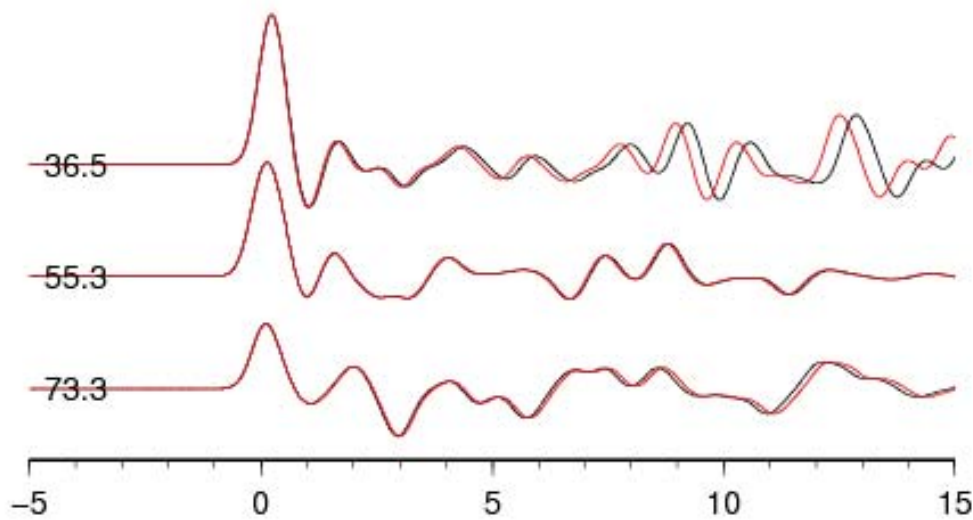


圖 3-7 波線參數修正前後波形比較圖。對不同震央距的資料進行波線參數修正將不同波線參數造成的到時差消除。此三筆資料的後方位角於 $110 \pm 5^\circ$ ，左邊的數字代表該接收函數的震央距，黑線代表未修正的接收函數，紅線為修正後的接收函數。Pms 出現在 9 秒附近，可以看出修正後的接收函數訊號較一致。

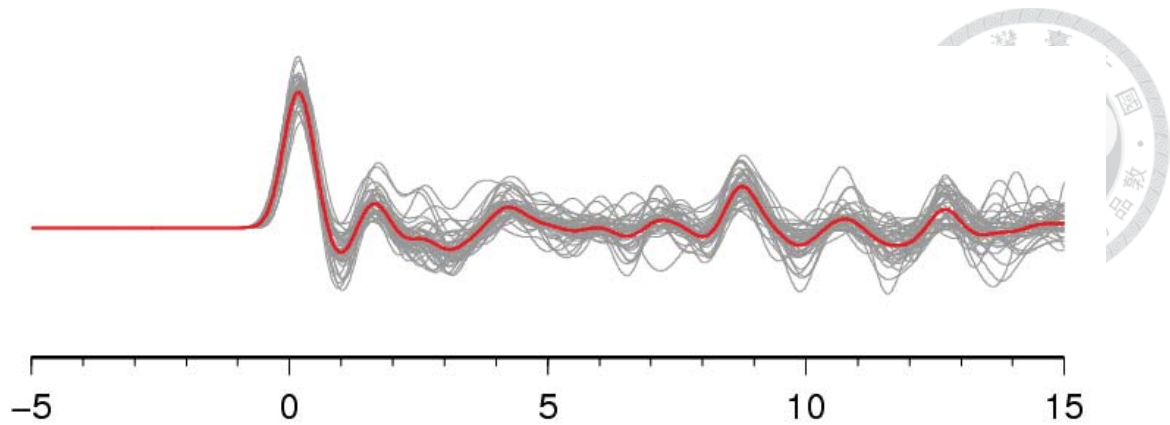


圖 3-8 經過波線參數修正和方位角分類後的疊加波形。灰線是符合疊加條件的單一事件波形，紅線是所有波形疊加之後的平均波形。基本上疊加的地震事件數量越多就越容易可以降低小尺度構造或者是雜訊的影響，使信號更明顯。

3.5 接收函數正演模擬

本研究使用 *Frederiksen and Bostock* [2000] 根據波線理論 (Ray-theoretical) 發展的程式(RAYSUM)模擬遠震地震波於傾斜且非均向的地層速度構造中傳遞的波形，以用來正演計算不同速度模型理論的徑向和切向方向的接收函數。透過非線性逆推問題使用的最佳化模型搜尋方法，找出正演擬合每一測站觀察與理論接收函數波形的最相似度的地殼非均向速度模型。

利用接收函數隨後方位角波形的變化求得每一測站下方的地殼非均向速度構造為一非常非線性的逆推問題，且影響接收函數波形的非均向速度模型參數眾多。因此本研究透過搜尋非均向速度構造模型參數可能變動的範圍，大量建構相對應的地殼速度模型，然後正演計算理論的接收函數並評估與觀察接收函數的差異度，找出兩者波形差異性達到最低時所對應的速度模型。

接收函數能直接反映非均向速度構造的有波相振幅和相對到時差，而構造會影響接收函數波形的參數的有地層厚度、均向介質中的地層的 P 和 S 波速度或是非均向介質中的彈性係數，最多可達 21 個。一般地球內部的非均向性構造近似成具橫均向性 (transverse isotropy) 的對稱性，即 P 和 S 波速度在垂直某一對稱軸

橫切面都相同，但和對稱軸方向的速度不同。本研究假設西藏地殼為具橫均向性的對稱性，以對稱軸相對水平面的傾角(plunge)和與正北夾角的方位角(azimuth)決定非均向性構造的特性。這些模型參數對接收函數波形振幅和到時的影響有相互消長(tradeoff)的問題，如地層厚度變薄使得轉換波早到可被解釋成地層速度變快。表示有可能多組不同速度模型可產生相似的理論接收函數，與觀察波形比較達到相同的擬合程度。因此本研究面臨的最根本問題在於如何在眾多可能的非均向速度地殼模型中找出相對可信解。

3.5.1 鄰近演算法

鄰近演算法(Neighbourhood algorithm, NA)為一有效的非線性(non-linearity)的全域搜尋方法，適用於廣義的逆推問題，特別是模型參數擾動造成觀測資料改變的關係無法用一階微分線性化近似來描述。其原理大致為在全域模型中優先選取和觀測資料相符的參數組合[Sambridge, 1999a, b]，隨著計算次數增加逐漸逼近理想模型。處理流程分為四個步驟(圖 3-7)：

- (1) 使用者事先設定逆推模型中每個變數允許變動的範圍區間，在限制的變數空間全域中隨機產生 n_s 個初始模型。並依據任兩個相鄰最近的初始模型之間的中垂線作為分界線將全域變數空間切割成大小不同子變數空間，稱作 Voronoi cell。
- (2) 計算 n_s 個模型理論預測的資料和觀測資料之間差異的誤差函數(misfit function)，並且提取其中前 n_r 個誤差值最小的模型($n_r < n_s$)。
- (3) 對這 n_r 個模型所劃分的 Voronoi cells 界定的子變數空間進行搜尋，隨機選取 n_s 個模型組合。
- (4) 重複步驟(2)

Frederiksen et al. [2003] 指出 n_r/n_s 的比值影響搜索模型所對應的誤差值收斂的速率；比值較大時，會對變數空間做較大範圍的搜尋，但觀測和模型預測資料的

誤差值收斂緩慢；反之則對變數空間作小範圍的分析，較快速收斂達到一個穩定誤差值的解。Frederiksen et al. [2003] 建議 n_s 值最好是所有要搜尋的模型變數個數的二到四倍，而 n_r/n_s 比值則為十分之一左右為佳，迭代次數則根據討論的問題從數百次到數千次。在演算過程時，第一次迭代選取 500 個模型組合，之後選定 15 個最佳解進行下一次的變數空間搜尋，第二次後 n_s 值則固定為 150 個、迭代次數則為 150 次。在正演過程中，每一地層的厚度和 P 波速度為固定值，但允許 S 波波速在泊生比(Poisson's ratio)為 1.75~1.85 的範圍下變動。接收函數主要記錄為 P-to-S 的轉換波相，P 波速度對這些轉換波到時的影響不大，為避免 P 和 S 波波速同時改變讓泊生比值變化太大，所以選擇固定影響較小的 P 波波速。

3.5.2 誤差函數

定量比較正演計算任一搜尋模型所預測的接收函數與觀測資料之間的擬合程度，需要制訂一個誤差函數(misfit function)來評量兩者的差異。模型變數搜尋計算的最終目標是找到一組模型參數使得誤差函數達到全域極小值(global minimum)。因此定義能有效約束模型變數的誤差函數可以讓鄰近演算法找出最符合觀測接收函數資料的最佳化模型。在波形比較中，觀測和模型所預測接收函數相減的平方根，即所謂的 l_2 -norm 是常用於評定誤差的方法：

$$f_{l_2} = \sqrt{\sum_{j=1}^{N_s} \{S_j - D_j\}^2}, \quad (3.4)$$

其中 D 和 S 分別代表觀測和模型預測的接收函數波形資料， N_s 是包含所有用於計算誤差函數的波形資料總共取樣的點數。

最小平方差對於波形振幅的變化相當敏感，在搜尋模型計算過程中容易陷入區域極小值(local minima)；此外，徑向分量的振幅通常較切向分量為大，因此改善徑向分量的誤差值較切向分量容易，使得有時最終收斂的模型對切向分量接收函數的擬合狀況極差，即使給予兩分量所估計的誤差值不同權重(weight)仍無法有效

改善切向分量的擬合結果。

以高頻近似的波線理論而言，接收函數中每個轉換波相都具有脈衝形式波形，可藉由清楚量測其相對 P 波的到時差決定不連續面的深度和波速隨深度的變化。因此強調轉換波到時對模型的約束可更加準確的搜尋模型參數組合能同時擬合徑向與切向的接收函數波形[Frederiksen et al., 2003; Levin and Park, 1997; Frazer and Sun, 1998]。因此本研究選擇計算模型預測和觀測接收函數波形之間的相關係數 (Correlation coefficient, cc) 用來評估兩者之間的誤差值，以同時兼顧轉換波相到時和相對振幅變化對速度構造約束的能力。其誤差函數定義如下：兩個波形資料間的相關係數最大值是 1，亦即資料之間是完全相同。以下將誤差函數定義為：

$$f(m) = \sum_{i=1}^{N_t} \frac{w_i^R w_i^T}{\sum_{i=1}^{N_t} w_i^R w_i^T} \left(1 - \frac{\sum_{j=1}^{N_s} S_{ij}^R D_{ij}^R + \sum_{j=1}^{N_s} S_{ij}^T D_{ij}^T}{\sqrt{\sum_{j=1}^{N_s} D_{ij}^{R^2} + D_{ij}^{T^2}} \sqrt{\sum_{j=1}^{N_s} S_{ij}^{R^2} + S_{ij}^{T^2}}} \right), \quad (3-5)$$

其中 D_{ij}^R 和 S_{ij}^R 分別代表單一測站第 i 個後方位角區間於徑向分量觀測和模型合成的疊加接收函數第 j 個資料點， D_{ij}^T 和 S_{ij}^T 則是相對應的切向分量的疊加接收函數； N_t 為總共可觀測到疊加接收函數後方位角區間的數目； N_s 為每個接收函數用於擬合波形的資料點數； w_i^R 和 w_i^T 分別代表第 i 個後方位角疊加的徑向與切向接收函數的權重，是根據單一測站各方位角接收函數最大振幅除以所有後方位角資料中最大振幅的比值的大小，給予 1~3 不等的權重，在估算每一後方位角疊加接收函數波形擬合的誤差時所給予的權重是兩分量權重的乘積。

3.5.3 定義變數空間

在鄰近計算法中，全域變數空間大小由事先設定的模型變數個數和範圍區間來決定。變數的個數相當於變數空間的維度，而變數範圍則是該變數維度的大小，當增加變數個數時將會讓變數空間趨近於複雜[Sambridge, 2001]。本研究所討論的模型參數，包括地層 P 波和 S 波速度比值、地層厚度、非均向性對稱軸的位態，彼此之間對接收函數波形的效應有明顯的消長現象，因此在解析模型參數時，必

須加入先驗的約束條件，避免在搜尋模型過程中陷入區域極小值的解。理論上增加計算次數以及調整收斂變數空間的效率可能避免這個問題，但考量到接收函數本身有限的解析能力以及電腦記憶體空間和計算時間，單純的加大計算次數不僅缺乏效率且未能於全域變數空間中找出同時符合觀測資料以及速度構造變化複雜度合理的模型。

本研究降低變數空間複雜度的方式是將接收函數依照相對初達 P 波到時時間先後分成三段區間進行波形擬合，分別-5-2.5 s (radial: 0.5-2.5s)、2-6 s 和 5.5-12 s。依序透過鄰近計算法決定這些時間段轉換波所對應深度的非均向性速度模型的參數。

下個小節將會詳細說明側向均質與非均向的速度模型對於接收函數的影響，以及如何從其中轉換波到時與振幅大小和極性隨後方位角的變化特徵分辨非均向性特性。

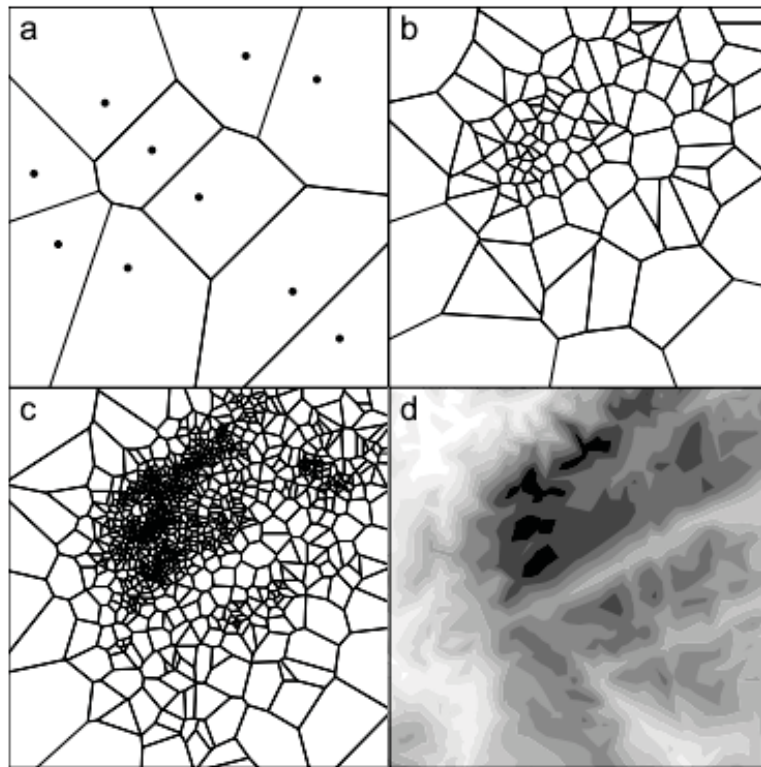


圖 3-9 鄰近演算法全域模型參數空間取樣示意圖。(a-c)先對參數空間進行 n_s 個

隨機取樣，並由相鄰參數之間的中垂線將空間分割成大小不同的 Voronoi cells。同時計算各隨機模型的誤差函數，並針對其中誤差函數較佳的 n_r 個模型所對應的參數空間再次進行隨機取樣。(d) 顏色較深的區域表示誤差函數表現較佳的變數區域(取自 Sambridge, [1999a])。

3.6 速度構造對接收函數的影響

當遠震 P 波入射水平且側向均質的速度不連續面時，僅會反射與折射成 P 和 SV 波，因此理論上接收函數的能量只會出現在徑向 R 分量且與入射的方位角無關。然而在具非均向性的地層構造和傾斜的速度不連續面，P 波能轉換成 SH 波，因此在切向分量的接收函數出現轉換波能量代表測站下方的地層可能傾斜或是速度構造具有非均向性，而徑向和切向分量的接收函數明顯會隨 P 波入射的方位角有不同的變化。當 P 波入射速度不連續面時轉換成剪力 SV 波傳遞，當 SV 波經過非均向性地層時，會再偏極化至非均向介質當中方向互相垂直的快慢軸，分別以不同的速度行進形成快波和慢波到時分離的現象，而整體到達測站的波形振動分別記錄於徑向和切向方向的接收函數。當存在側向非常不均質的構造或傾斜的不連續面，P 和 SV 波質點振動的方向不再局限於震源至測站的大圓剖面與切向方向互相垂直，因此 P 波折射轉換成 S 波的部分能量會出現在切向 T 分量上。雖然非均向構造和傾斜速度不連續面都能產生 T 分量的接收函數，但兩者所造成的波形特徵還是有所不同。以下將使用 RAYSUM 程式，計算不同速度構造模型所產生的接收函數隨後方位角的變化，並探討非均向性和傾斜速度構造對接收函數波形影響的差異。

3.6.1 側向均質且水平地層構造的接收函數

假設地殼厚度為六十公里，由三層地層分別代表上、中、下地殼所組成的速度模型，如表 3-1 所示。圖 3-8 為在該速度模型下理論合成的接收函數。在使用 RAYSUM 程式計算理論波形時，忽略各層間來回反射的波，僅考慮於各層間速度

不連續折射一次的波相，其中在相對 0 秒出現的初達 P 波之後的波相分別為 2.76 s 到達的 Ps 轉換波，源自於 P 波於上部地殼底部深度 20 公里處的不連續面折射成 S 的波相；6.03 s 到達的 Ps 波則是中部地殼底部深度 40 公里處的不連續面由 P 轉換成 S 的波相；以及 8.43 s 出現的 Pms 波，代表 P 波於下部地殼底部 60 公里深的莫荷面轉換成 S 的波相。從合成的接收函數波形可以歸納幾個特性：

- (1) 由 P 波從深部往淺部傳遞的路徑來看，從高速層進入低速層時轉換的 Ps 波形振幅為正，而低速層進入高速層振幅則為負，分別以紅、藍顏色代表振幅極性為正和負的情形。
- (2) 切向分量的接收函數無 P-to-S 轉換的能量，因此所有振幅為零。
- (3) 徑向分量的接收函數當中各轉換波的波形振幅和到時均不會隨著後方位角改變。

3.6.2 非均向性對稱軸呈水平向地層構造的接收函數

當剪力波於非均向性介質傳遞時，質點振動方向會偏極化至互相垂直的快慢軸方向，並以不同的速度行進。分離的剪力波近垂直入射到達測站時，其振動位移或速度向量分別投影到以 SV 和 SH 能量為主的 R 和 T 分量記錄下來。在非均向性介質中這兩種不同極化方向的 S 波速度會隨入射傾角和方位角變化而有所不同，進而造成不同的到時差，並且會隨著非均向性強度及非均向性地層厚度增加而增大。表現在接收函數則可以觀察到 R 和 T 分量的 Pds 波具有明顯的到時差。為了進一步討論波形變化，將 3.6.1 節均向且側向均質的三層水平地層的速度模型於下地殼加入 P 和 S 速度非均向性強度各為 10%，且對稱快軸方向呈水平南北向，如表 3-2 所示，並計算模型預測的接收函數(圖 3-9)。其特徵如下：

- (1) 切向分量的接收函數在 6-8 s 間出現明顯的波形訊號，源於下地殼層存在非均向性。波形的極性方向隨後方位角每 90° 發生反轉現象，波形變化以平行或垂直對稱快軸方向的後方位角呈現反對稱情形；且後方位角在平行或垂直快軸方向時振幅為零。

- 
- (2) 徑向分量的接收函數在 8 s 附近出現的 Pms 波到時和振幅隨後方位角呈 180° 週期性的變化。波形振幅的極性未發生反轉現象，但大小和波形寬度亦隨後方位角有明顯的變化，並以平行快軸 ($\text{baz} = 0^\circ$ 和 180°) 或垂直快軸 ($\text{baz} = 90^\circ$ 和 270°) 呈對稱關係。
- (3) 當 P 入射非均向下地殼底部的莫荷面時，若入射方向平行快軸(後方位角 $\text{baz} = 0^\circ$ 和 180°) 或垂直快軸(即平行慢軸， $\text{baz} = 90^\circ$ 和 270°) 方向，其折射產生的轉換 Pms 波已極化至平行快慢軸的方向，因此不會發生剪力波分離的現象，但在到時上有明顯早到和延遲的情形。當入射方向偏離快慢軸 ($\text{baz} = 40^\circ$ 、 140° 和 220° 等)，則 Pms 波會分離成極化方向垂直的快慢波，兩者不同到時的波形訊號混合造成所記錄的波形明顯有變寬的情形。
- (4) T 分量最早出現的訊號相對初達 P 波的到時差，可用來估計地層中最淺出現非均向性速度構造的頂部深度。
- (5) 實際觀測的接收函數資料受限於本身的有限頻寬以及使用低通濾波去除高頻的背景雜訊，再加上地球內部非簡單側向均質的一維速度構造，通常要直接辨別轉換的 SV 和 SH 波訊號並量測兩者之間的到時差，與合成接收函數所預測的到時差比較並不容易 [Eckhardt and Rabbel, 2011]，本研究嘗試觀測較明顯的 Ps 波相到時大致估算地層不連續面的深度和地層速度，再以此作為起始速度模型，藉由鄰近計算法調整速度模型盡量擬合觀測和模型預測的接收函數。

3.6.3 非均向性對稱軸呈垂直向地層構造的接收函數

對稱軸為垂直時可以視作均向的介質，徑向分量不會有方位角上的變化。而且也沒有任何能量折射到切向分量上(表 3-3, 圖 3-10)，當 plunge 為 90° 時，對近似成 transverse isotropy 的非均向構造而言 trend 不具備任何意義。和側向均質速度模型所模擬的接收函數(圖 3-8)做比較，可看出對稱快軸垂直的非均向模型 Pms(約 8 秒)相對中地殼底部的轉換 Ps 波(約 6 秒)振幅較大，其相對振幅大小由 P-to-S 的折射係數控制，其係數與介面上下層之間的 P 和 S 波速及入射折射角度存在複雜的

關係[Aki and Richards, 2002]，而兩者之間的到時差，因下地殼非均向性造成 S 速度增加而縮短。相對振幅的大小和極性受非均向性強度，入射角度，對稱軸為快或慢軸等多重因素影響，這也是造成擬合接收函數波形困難的主要原因。

3.6.4 非均向性對稱軸傾斜之地層構造的接收函數

非均向性的對稱軸若傾斜並非呈水平或垂直向，其所造成的接收函數亦有顯著的不同，並且隨後方位角的變化更為複雜。假設水平地層的下地殼具有非均向性，且對稱快軸向西傾斜 45° (表 3-4)，其接收函數(圖 3-11)與同樣的非均向模型但對稱快軸為水平南北向的情形比較(圖 3-9)的差異歸類如下：

- (1) 徑向分量和切向分量接收函數分別以對稱快軸方向($\text{baz}=0^\circ, 180^\circ$)呈對稱和反對稱的現象仍存在。但 T 分量波形以垂直於對稱軸快方向($\text{baz}=90^\circ, 270^\circ$)呈反對稱性的現象則消失，變成只以對稱快軸方向呈 180° 反對稱以及沿對稱快軸方向為振幅節點。
- (2) 而在後方位角 120° - 240° 之間 R 分量的 P_{ms} 波相，其初動的振幅變為負值，且波形明顯分離成兩個極化方向相反的波相。振幅極性反轉的原因可能是下地殼存在非均向性，使得後方位角接近速度較快極化方向的入射 P 波，因莫荷不連續面兩側速度差異改變造成 P -to- S 折射係數為負值，使得 P_{ms} 快波的振幅極性為負。
- (3) 原本對稱快軸為水平向的非均向速度模型引起的 T 分量接收函數，每隔後方位角 180° 時相同波形會重覆出現。但在對稱快軸傾斜的模型，則無此現象。
- (4) 兩者非均向模型的徑向接收函數，於直達 P 波之後大約 6 s 到達，由 P 波於中下地殼間不連續面轉換成 S 波的波相，其振幅隨後方位角變化雖不盡相同，但以對稱軸方向呈對稱的現象都存在。

3.6.5 傾斜速度不連續面構造的接收函數

當 P 波入射傾斜的速度不連續面會折射轉換成 S 波，其中部分能量出現於 T

分量，但因為均向性的速度構造，所以 R 和 T 分量初達 P 波會同時到達而沒有到時差，於不連續面產生轉換的 Ps 波亦無剪力波分離現象。現假設在中下地殼之間的速度不連續面向西傾斜 20° (表 3-5)，並理論預測的接收函數如圖 3-14 所示：

- (1) P 波經過深層的傾斜速度不連續面後，在淺層的轉型波相都包含了 SH 和 SV 兩個分量，所以在淺於傾斜面折射的波在徑向和切向分量都可觀察到，且同一深度的兩個波相並沒有到間差。
- (2) 徑向和切向分量的 Ps 波振幅均呈現 360° 周期性的變化。 R 分量在後方位角分別位於順傾(downdip) ($baz=270^\circ$) 和逆傾方向($baz=90^\circ$) 時振幅達到最大和最小；但 T 分量在後方位角平行傾斜面走向($baz=0^\circ, 180^\circ$) 時振幅最大，但彼此極性相反。
- (3) 切向分量 Ps 接收函數以平行傾斜面走向 ($baz=0^\circ, 180^\circ$) 的後方位角成對稱。但以垂直傾斜面走向 ($baz=90^\circ, 270^\circ$) 的後方位角成反對稱，即該方向為振幅節點，節點兩側後方位角的振幅極性相反。因此每隔 180° 後方位角波形形狀相同但極性相反。在 T 分量的初達 P 波和 Ps 波具相同的對稱性但極性相反。
- (4) R 分量的初達 P 波振幅隨後方位角變化有明顯的變化。

表 3-1 均向性水平地層且側向均質的一維速度模型。

layer	thickness (km)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	dVp/Vp (%)	dVs/Vs (%)	trend (°)	plunge (°)	strike (°)	dip (°)
上	20	6030	3350	-	-	-	-	-	-
中	20	5040	2800	-	-	-	-	-	-
下	20	7020	3900	-	-	-	-	-	-
地幔	-	7900	4400	-	-	-	-	-	-

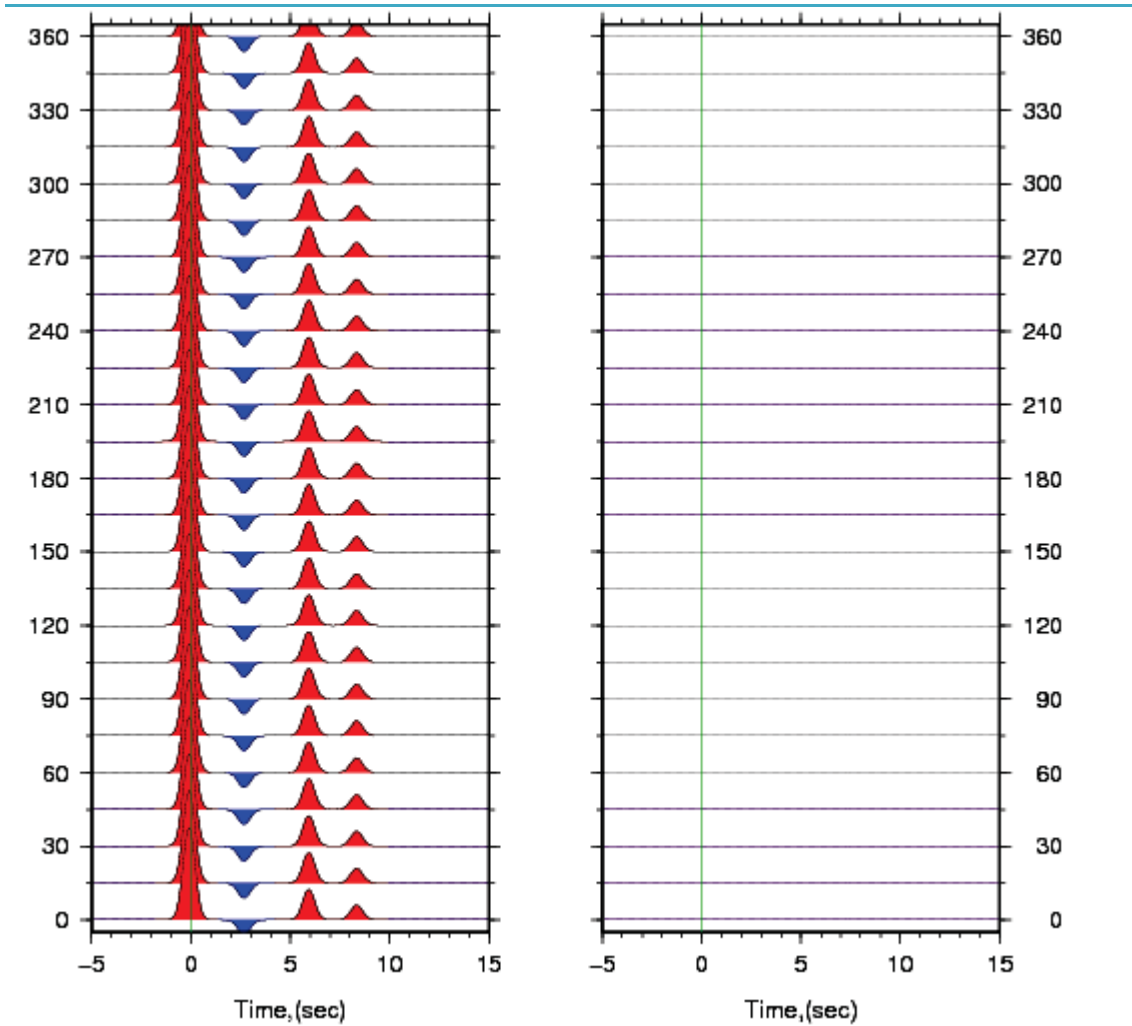


圖 3-10 均向性水平地層且側向均質的一維地殼速度模型產生的之徑向及切向接收函數，左圖為徑向分量(R)，右圖為切向分量(T)。橫軸為相對於直達 P 波的到時時間差，縱軸為測站到震源的後方位角，即入射 P 波方向和正北方的夾角。

表 3-2 下地殼為非均向性的一維速度模型

layer	thickness (km)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	dVp/Vp (%)	dVs/Vs (%)	trend ($^{\circ}$)	plunge ($^{\circ}$)	strike ($^{\circ}$)	dip ($^{\circ}$)
上	20	6030	3350	-	-	-	-	-	-
中	20	5040	2800	-	-	-	-	-	-
下	20	7020	3900	10	10	180	0	-	-
地幔	-	7900	4400	-	-	-	-	-	-

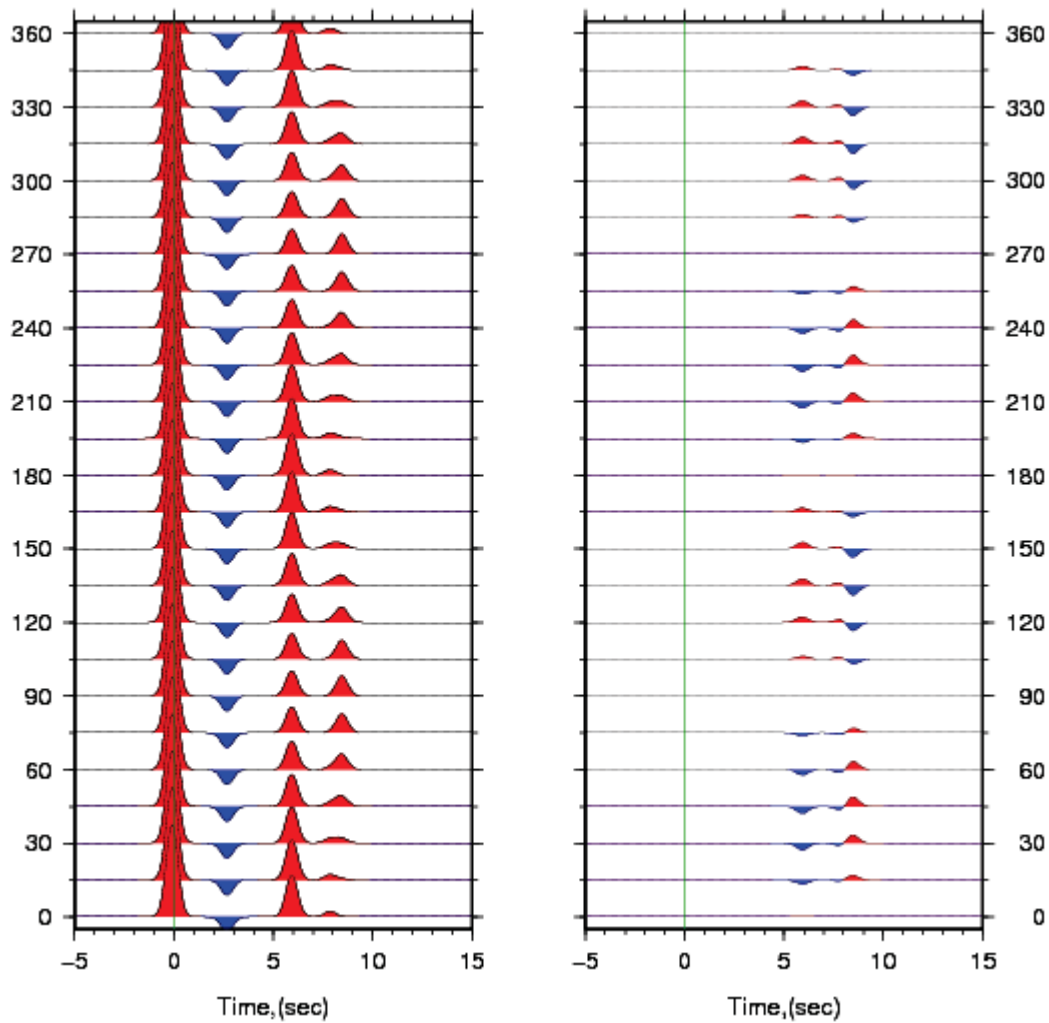


圖 3-11 水平地層但下地殼具非均向性且對稱快軸為南北水平方向的一維地殼速度模型所產生之徑向及切向接收函數，圖示說明詳見圖 3-10。

表 3-3 中下地殼傾斜不連續面之速度模型

layer	thickness (km)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	dVp/Vp (%)	dVs/Vs (%)	trend ($^{\circ}$)	Plunge ($^{\circ}$)	strike ($^{\circ}$)	dip ($^{\circ}$)
上	20	6030	3350	-	-	-	-	-	-
中	20	5040	2800	-	-	-	-	-	-
下	20	7020	3900	20	20	180	90	-	-
地幔	-	7900	4400	-	-	-	-	-	-

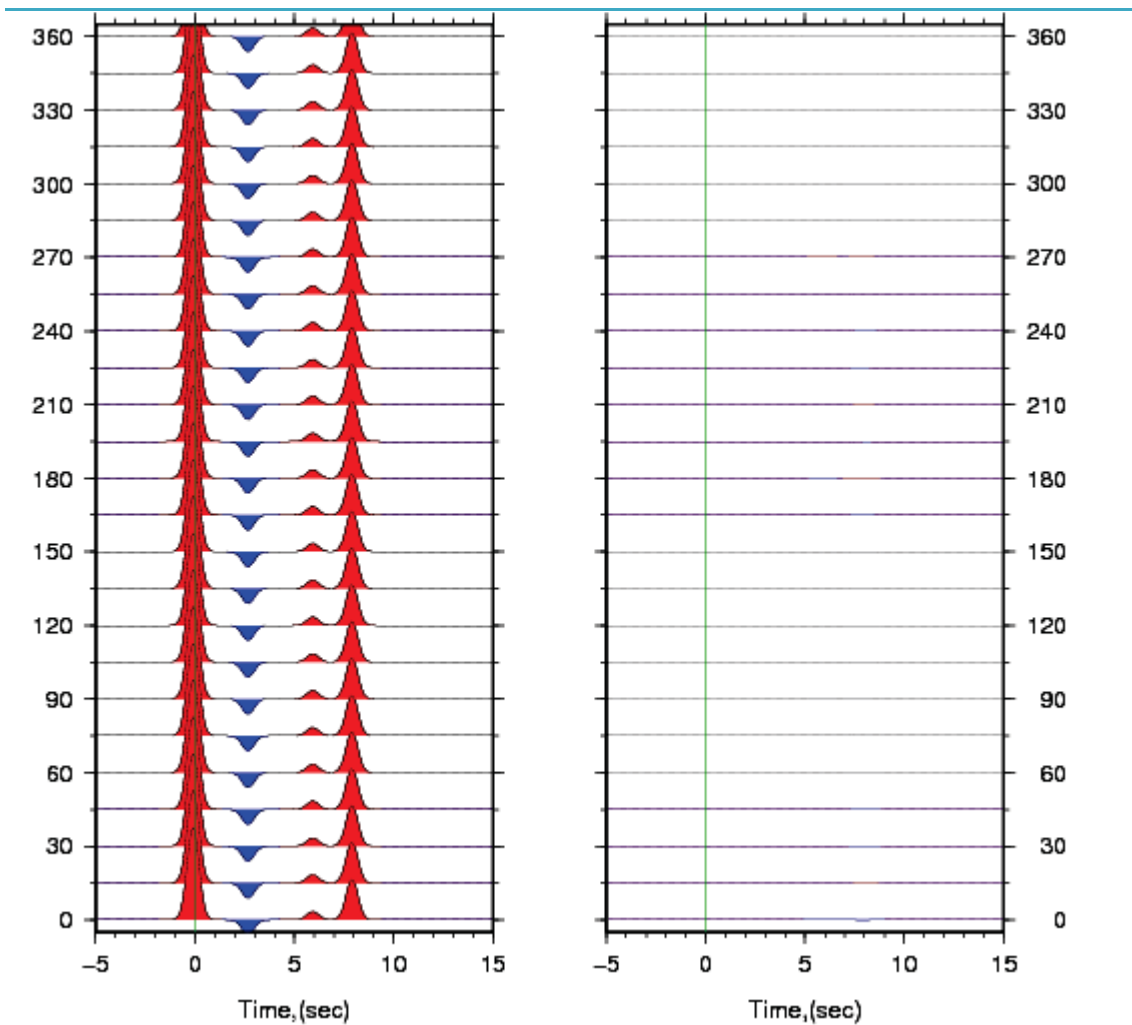


圖 3-12 下地殼具非均向性且對稱快軸為垂直的速度模型所產生之徑向及切向接收函數，圖示說明詳見圖 3-10。對照圖 3-10 可看出雖然對稱軸為垂直時，切向分量並沒有能量，但是兩個模型的徑向分量 Ps 波的相對振幅大小並不相同。

表 3-4 下地殼傾斜對稱非均向性之速度模型

layer	thickness (km)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	dVp/Vp (%)	dVs/Vs (%)	trend ($^{\circ}$)	plunge ($^{\circ}$)	strike ($^{\circ}$)	dip ($^{\circ}$)
上	20	6030	3350	-	-	-	-	-	-
中	20	5040	2800	-	-	-	-	-	-
下	20	7020	3900	10	10	180	45	-	-
地幔	-	7900	4400	-	-	-	-	-	-

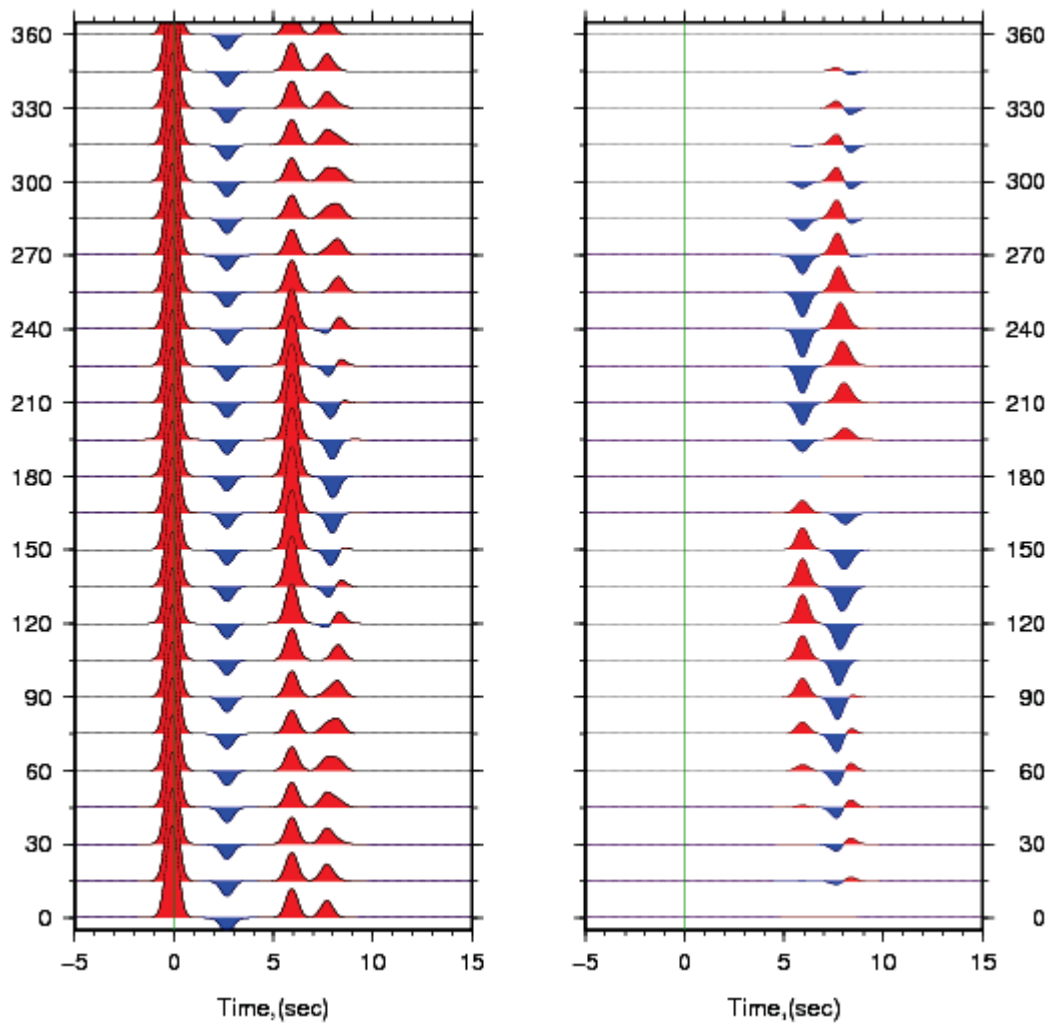


圖 3-13 水平地層但下地殼具非均向性且對稱快軸向西傾斜 45° 的速度模型所產生之徑向及切向接收函數，圖示說明詳見圖 3-10。

表 3-5 中下地殼傾斜不連續面之速度模型

layer	thickness (km)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	dVp/Vp (%)	dVs/Vs (%)	trend ($^{\circ}$)	plunge ($^{\circ}$)	strike ($^{\circ}$)	dip ($^{\circ}$)
上	20	6030	3350	-	-	-	-	-	-
中	20	5040	2800	-	-	-	-	-	-
下	20	7020	3900	-	-	-	-	180	20
地幔	-	7900	4400	-	-	-	-	-	-

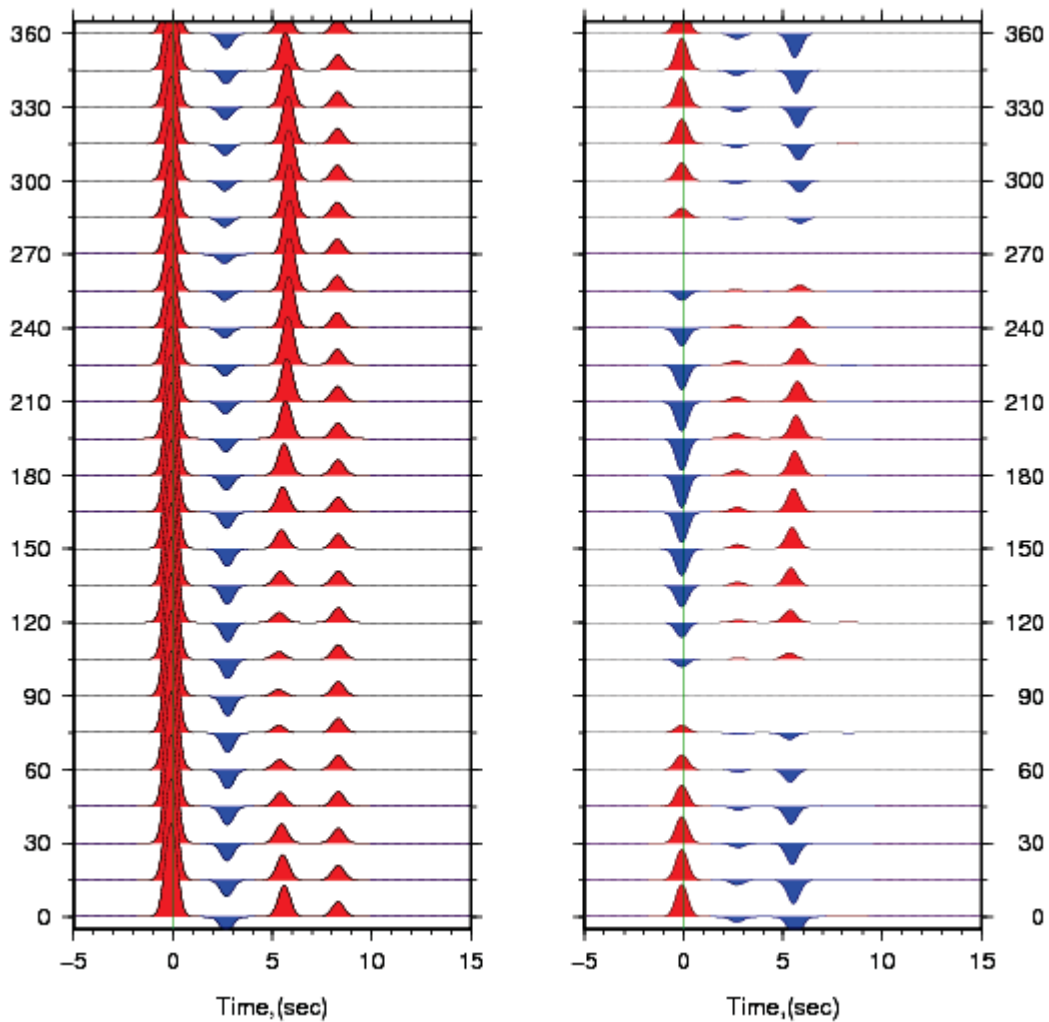


圖 3-14 均向性但中下地殼速度不連續面向西傾斜 20° 的速度模型所產生之徑向及切向接收函數，圖示說明詳見圖 3-10。



3.7 初步辨識非均向性與傾斜速度不連續面構造

3.7.1 單一非均向性水平地層或均向傾斜的不連續面構造

根據非均向性和傾斜速度不連續面對波形的影響，可以從實際的地震資料粗略估計隱含的地體構造資訊。*Schulte Pelkum and Mahan* [2014] 提出傾斜的速度不連續面和非均向性對稱軸傾斜的構造都會造成徑向和切向分量的接收函數振幅呈現 360° 周期性變化的特徵，可用來判斷地層是否傾斜或是存在對稱軸傾斜的非均向性性質，同時估計非均向性對稱軸的方向或傾斜不連續面的走向，然後透過接收函數各轉換波相於不同後方位角的相對走時變化以及大略的一維速度模型則可決定速度不連續面的深度(圖 3-15)。其分析步驟如下：

- (1) 將徑向分量每一個後方位角的接收函數扣除所有後方位角接收函數疊加平均的接收函數，以突顯各後方位角波形之間的差異。
- (2) 將每一切向分量的接收函數所對應的後方位角加 90° ，即將切向的接收函數波形沿後方位角軸平移 90° 與後方位角多 90° 的徑向接收函數並列。
- (3) 比較平移後的兩分量接收函數，先找除了直達 P 波外的最大振幅的 Ps 波是否有極性倒轉現象，接著再找出是否修正後的兩分量在同一後方位角出現振幅極性反轉的節點(node)，此後方位角即平行傾斜面的走向或是非均向性對稱軸方向。可將兩分量疊加起使得節點位置更加明顯(圖 3-16)。
- (4) 如果非均向性對稱軸呈水平(plunge = 0°)同樣也可以用這個方法，不過第(2)步驟中切向分量修正的角度從 90° 改為 45° (圖 3-17)。

此外，傾斜速度不連續面和非均向性傾斜對稱軸在切向分量上有振幅極性每隔 180° 反後方位角發生反轉的現象。在傾斜速度不連續面的接收函數當中(圖 3-12)，可看到直達 P 波和 Ps 極性總是相反；而非均向性對稱軸傾斜時的接收函數(圖 3-11)，則會在非均向性地層的底部和頂部各產生一組極性相反的 Ps 波相。傾斜速度不連續面無論位在什麼深度都會影響初達 P 波的波形隨後方位角有明顯變化，但非均向性如果不是發生在最淺層地殼，則不會影響初達 P 波振幅。

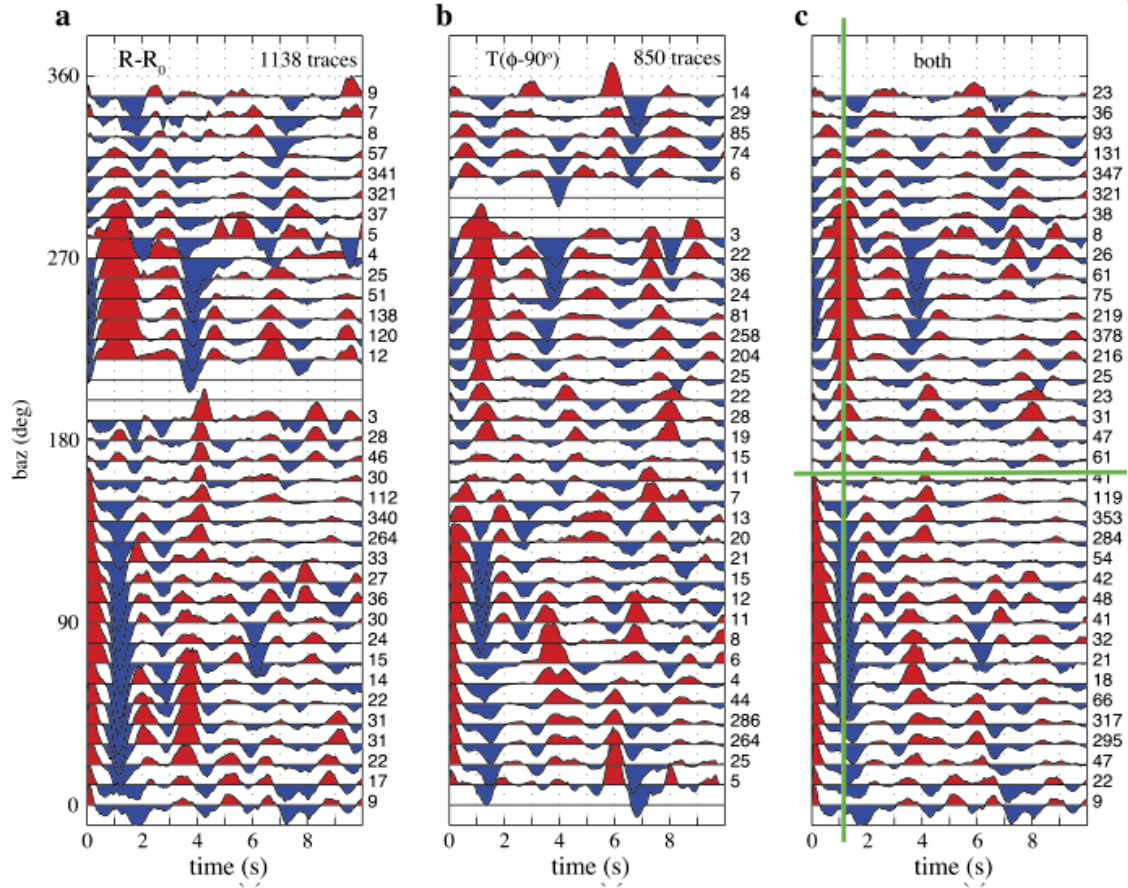


圖 3-15 (a)將各後方向角的徑向接收函數扣除掉疊加平均的徑向接收函數；(b)切向接收函數平移 $+90^\circ$ ；(c)將(a)和(b)修訂後得到的接收函數疊加凸顯共同節點出現的位置。綠線標明從兩個修正過後的接收函數的共同節點位置，從節點位置(後方位角 $\sim 160^\circ$)可以初步估略傾斜速度不連續面的走向或者傾斜非均向性對稱軸的方向，節點在 1 秒的位置也暗示了這個構造在淺部地殼（取自 Schulte Pelkum and Mahan, [2014]）。

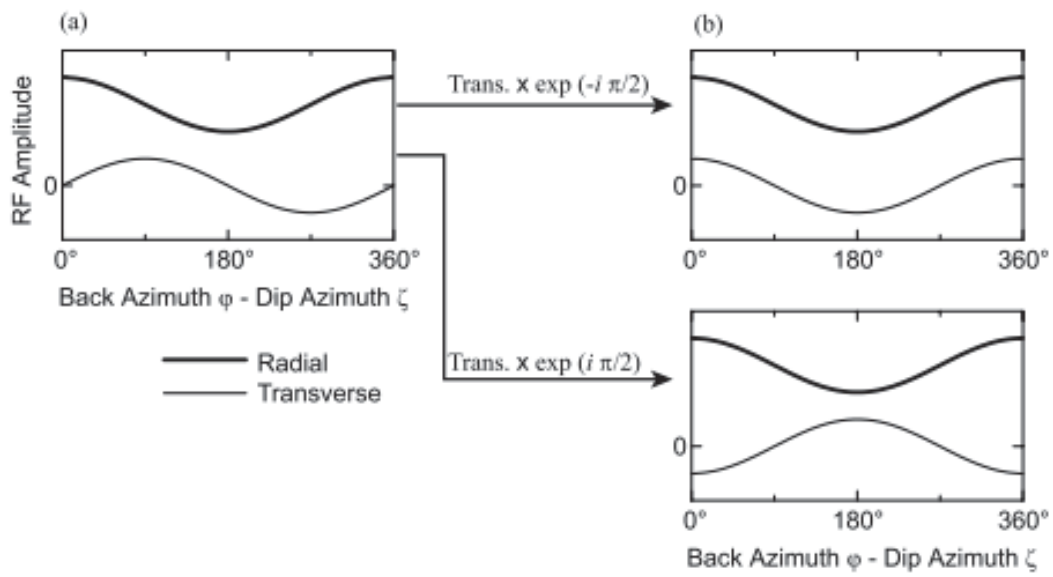


圖 3-16 增強由傾斜速度不連續面造成轉換波訊號的原理。粗線為徑向分量接收函數，細線則是切向分量，橫軸代表後方位角和不連續面傾斜方向水平投影方位角的差值，縱軸是振幅。(a)原始徑向和切向接收函數振幅大小隨方位角差值的變化。(b)透過將切向分量平移 $\pm 90^\circ$ 達到降低或增加徑向和切向轉換波的正相關性(取自 *Shiomi et al. [2008]*)。

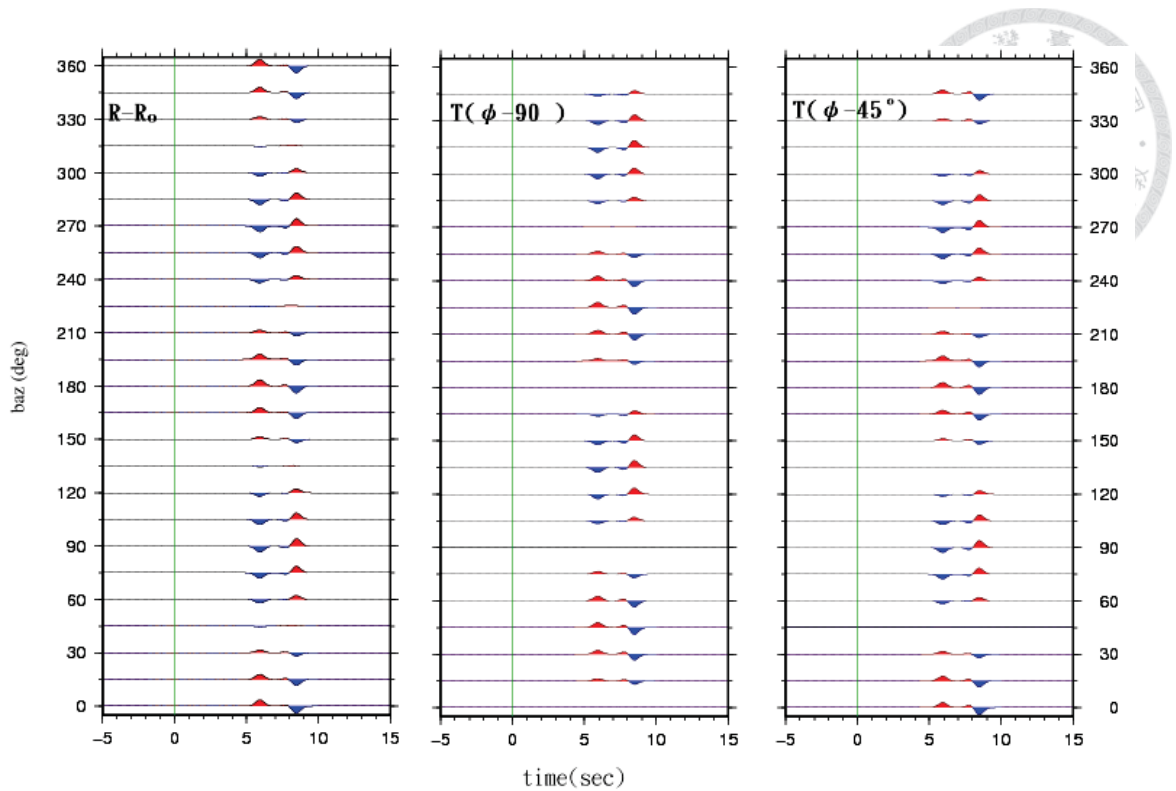


圖 3-17 當非均向性對稱軸呈水平狀態時，切向分量的修正角度要從 90° (中圖)修正為 45° (右圖)，這樣就能和修正過後的徑向接收函數的節點表現一致(左圖)。

3.7.2 複合構造

除上述的單一非均向水平地層或均向但傾斜不連續面構造的模擬測試外，並針對以下三種複合的速度模型：雙層的非均向性構造、兩層傾斜速度不連續面以及混合兩種情形的速度構造。

- (1) 根據雙層且各層對稱軸方向不同的非均向性構造(表 3-6)所合成的接收函數波形，可發現在 T 分量上於各不連續面產生的 Ps 振幅，其振幅節點出現的後方位角仍受各入射的非均向地層的對稱軸方向影響(圖 3-18)。可透過前一節所述方法，將減去疊加平均的徑向接收函數與平移 $+90^\circ$ 的切向接收函數相加以凸顯振幅節點的位置。如圖 3-19 所示，較早到的 Ps 波節點位在 $baz=45^\circ$ ，對應中地殼非均向對稱軸走向為東北向，較晚到的 Ps 波節點位在 $baz=180^\circ$ ，對應下地殼非均向對稱軸走向朝南。因此可由此方法大略辨明出現不連續面深度和非

均向對稱軸方向。而不同後方位角的振幅差異同時受到雙層非均向性強度和對稱性影響，尤其在下地殼底部產生轉換波會同時受到中地殼非均向性構造影響。波形變得較為複雜，所以決定較深的非均向地層的速度構造的 Ps 波同時會受到淺層的非均向性影響。

(2) 根據兩層傾斜速度不連續面構造(表 3-7)所合成的接收函數波形(圖 3-19)，以及修正處理相加的接收函數(圖 3-20)，同樣可由振幅出現節點的後方位角決定各傾斜地層的走向。不同後方位角的振幅變化與相鄰地層速度差異和地層傾斜角度相關。

同時具傾斜不連續面和非均向性對稱軸傾斜的構造(表 3-8)所合成的接收函數波形(圖 3-22)，發現這兩種形式速度構造所產生接收函數波形隨後方位角的變化會互相影響。經過修正處理疊加的 Ps 波反而無法正確凸顯傾斜面和對稱軸的走向(圖 3-23)。初達 P 波的振幅節點和設定的傾斜面和對稱軸的走向($\text{baz}=180^\circ$)相符，但 5 秒和 7 秒的 Ps 波的振幅節點雖然明顯，但是卻和設定的構造走向方向不同，尤其是在莫荷面產生的 Pms 波進到中地殼時受到傾斜的不連續面影響，在 180° 後方位角的振幅並未出現節點。這可能因為非均向性和傾斜速度不連續面相近的關係，讓兩者速度構造造成的振幅變化互相干擾影響振幅節點出現的位置。

要清楚的在地震紀錄中分辨出震波非均向性或者是傾斜速度不連續面是很困難的，這個部分所做的也只是希望可以提高正演過程中對於變數空間收斂的效率，在辨明地震資料何處有可能有非均向性或傾斜速度不連續面後，才針對特定的變數空間進行調整。

表 3-6 雙層非均向性地層一維地殼速度模型。

layer	thickness (km)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	dVp/Vp (%)	dVs/Vs (%)	trend ($^{\circ}$)	plunge ($^{\circ}$)	strike ($^{\circ}$)	dip ($^{\circ}$)
上	20	6030	3350	-	-	-	-	-	-
中	20	5040	2800	10	10	45	45	-	-
下	20	7020	3900	10	10	180	45	-	-
地幔	-	7900	4400	-	-	-	-	-	-

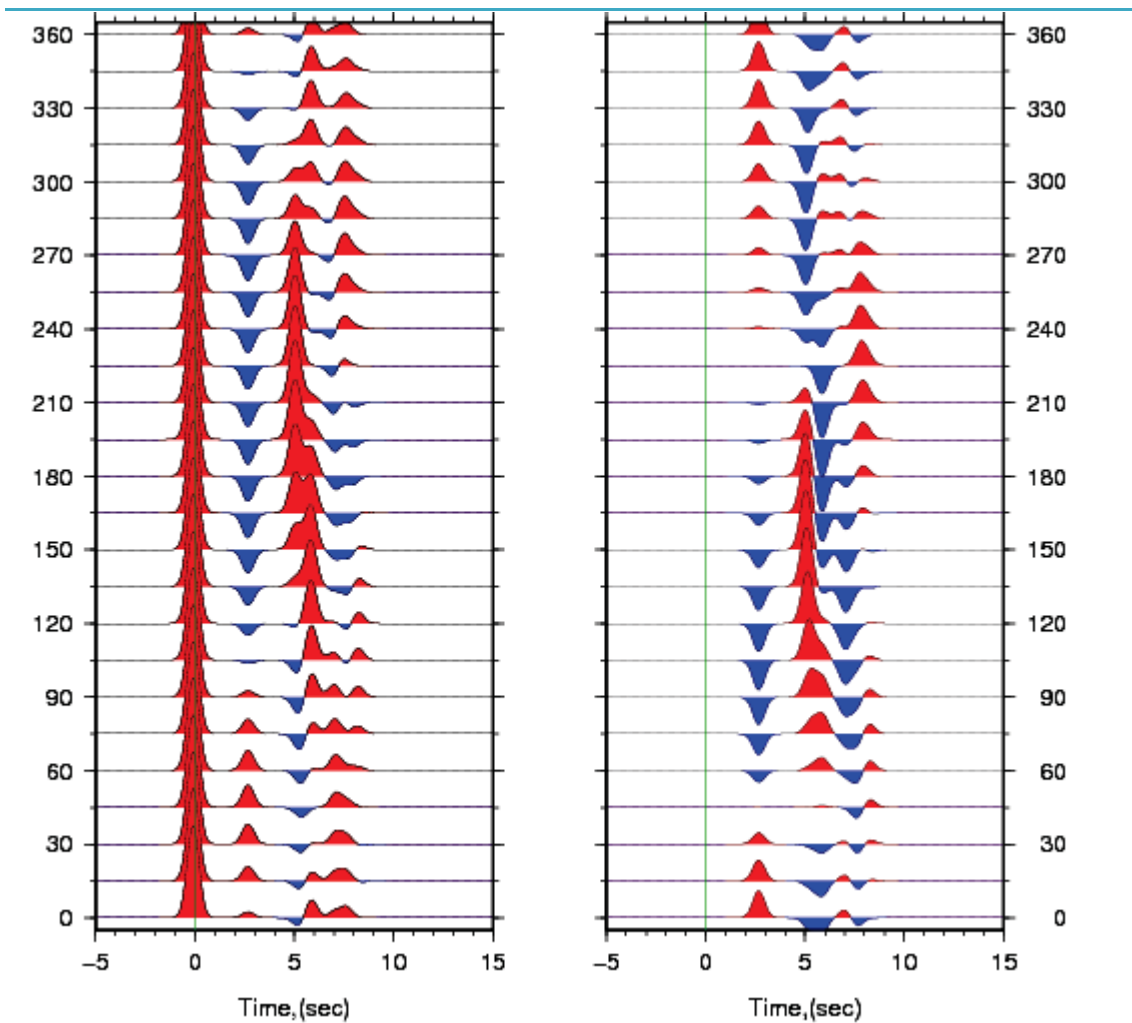


圖 3-18 雙層非均向性且對稱軸傾斜的速度模型所模擬合成的接收函數，縱軸是後方位角度。徑向(左)和切向(右)接收函數在 5 秒之後的波形都略顯混亂，這是因為深處的轉換波相受到了兩個方向不同的非均向性地層所影響。

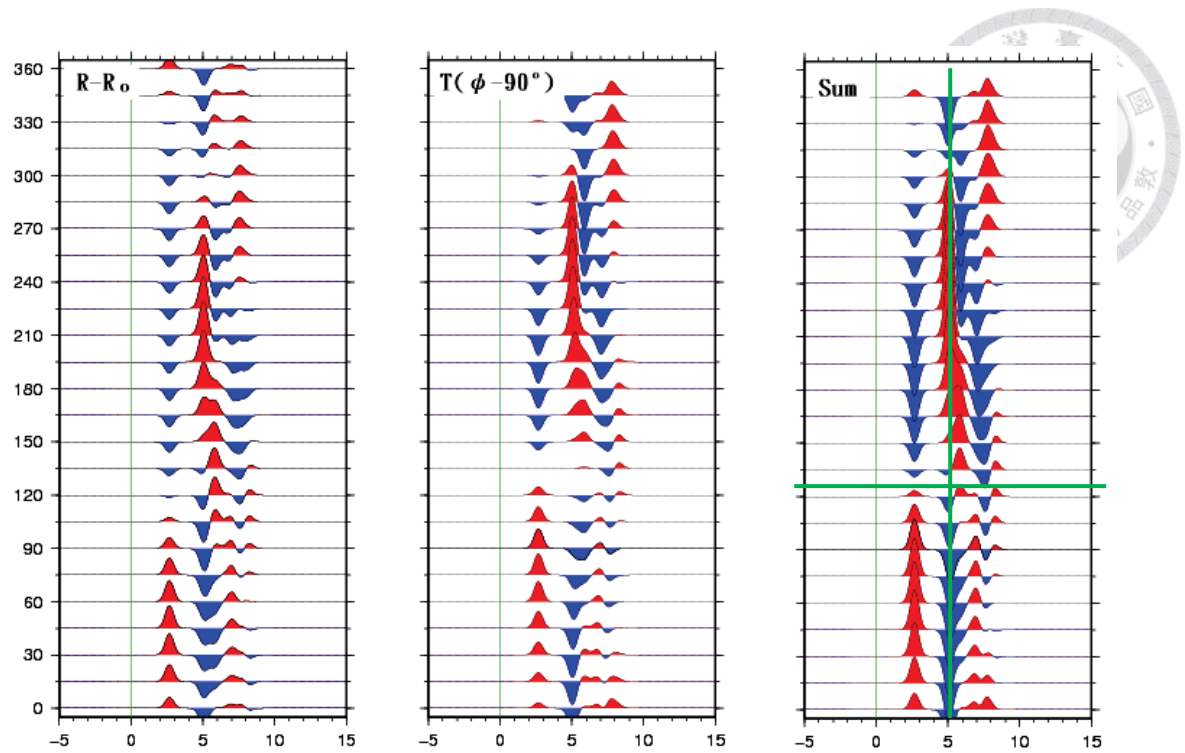


圖 3-19 (左圖)將圖 3-18 各後方位角的徑向接收函數扣除所有疊加平均後的接收函數；(中圖) 切向分量接收函數平移 $+90^\circ$ ；(右圖)將前兩者修正的接收函數疊加。右圖黃線和綠線圈選兩個 Ps 波相振幅節點所對應的後方位角大約在 135° 和 270° ，分別和中下地殼非均向性的對稱軸走向垂直。

表 3-7 雙層傾斜速度不連續面的地殼速度模型。傾斜面位於莫荷面和下中地殼的介面。

layer	thickness (km)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	dVp/Vp (%)	dVs/Vs (%)	trend ($^{\circ}$)	plunge ($^{\circ}$)	strike ($^{\circ}$)	dip ($^{\circ}$)
上	20	6030	3350	-	-	-	-	-	-
中	20	5040	2800	-	-	-	-	-	-
下	20	7020	3900	-	-	-	-	45	30
地幔	-	7900	4400	-	-	-	-	180	20

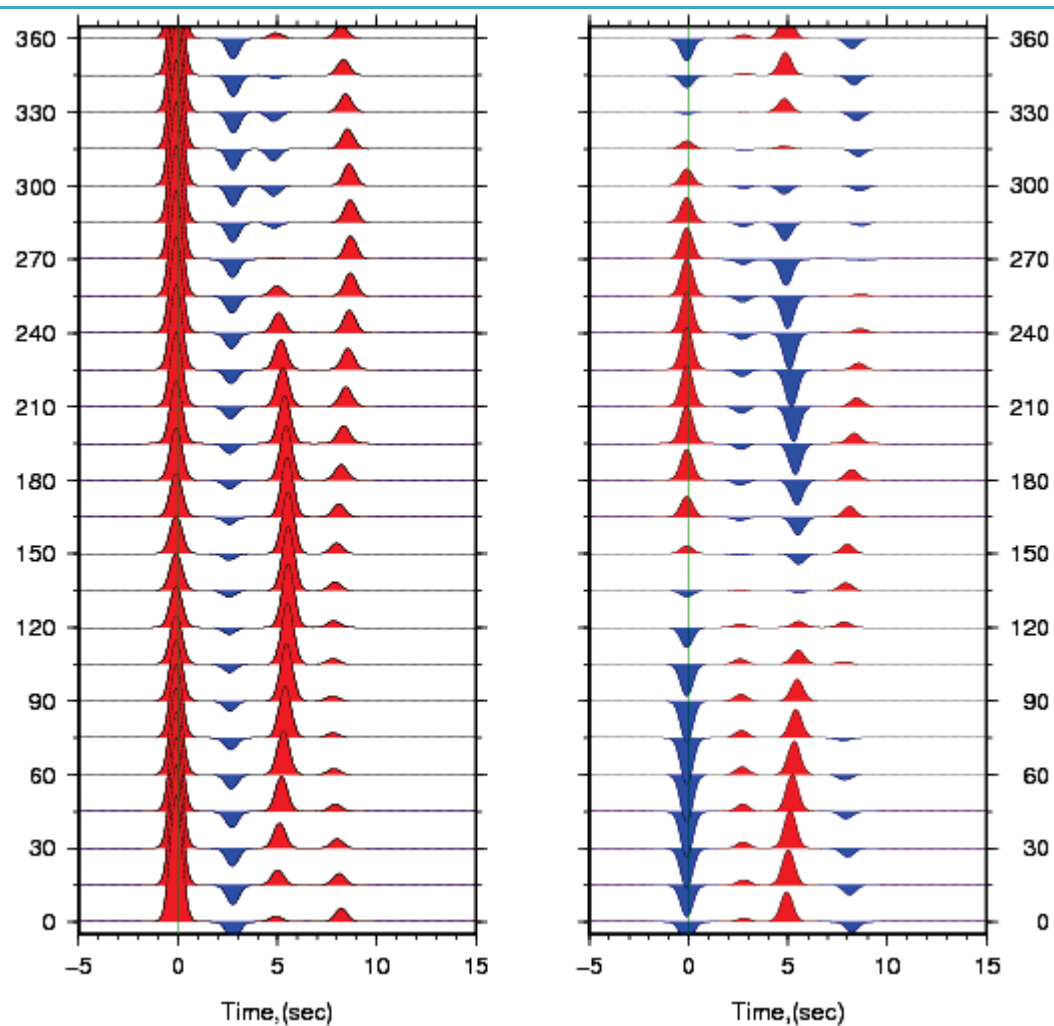


圖 3-20 雙層傾斜速度不連續面的速度構造所模擬合成的接收函數。

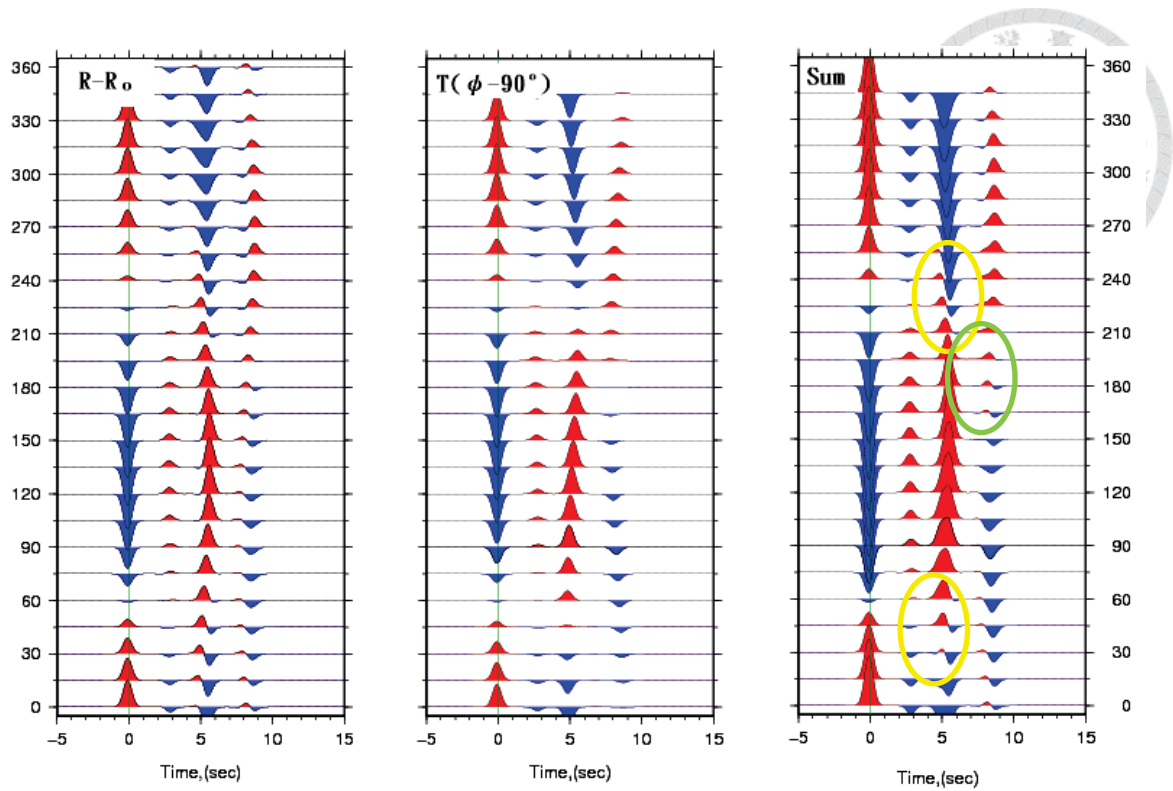


圖 3-21 (左圖)將圖 3-20 各後方位角的徑向接收函數扣除所有疊加平均後的接收函數；(中圖) 切向分量接收函數平移 $+90^\circ$ ；(右圖)將前兩者修正的接收函數疊加。右圖黃線和綠線圈選兩個 Ps 波相振幅節點所對應的後方位角大約在 45° 和 180° ，分別和中下地殼底部傾斜不連續面的走向平行。

表 3-8 具非均向性的下地殼地層。且中下地殼介面為一向西傾斜的速度不連續面的速度構造。

layer	thickness (km)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	dVp/Vp (%)	dVs/Vs (%)	trend (^o)	plunge (^o)	strike (^o)	dip (^o)
上	20	6030	3350	-	-	-	-	-	-
中	20	5040	2800	-	-	-	-	-	-
下	20	7020	3900	10	10	180	45	180	20
地幔	-	7900	4400	-	-	-	-	-	-

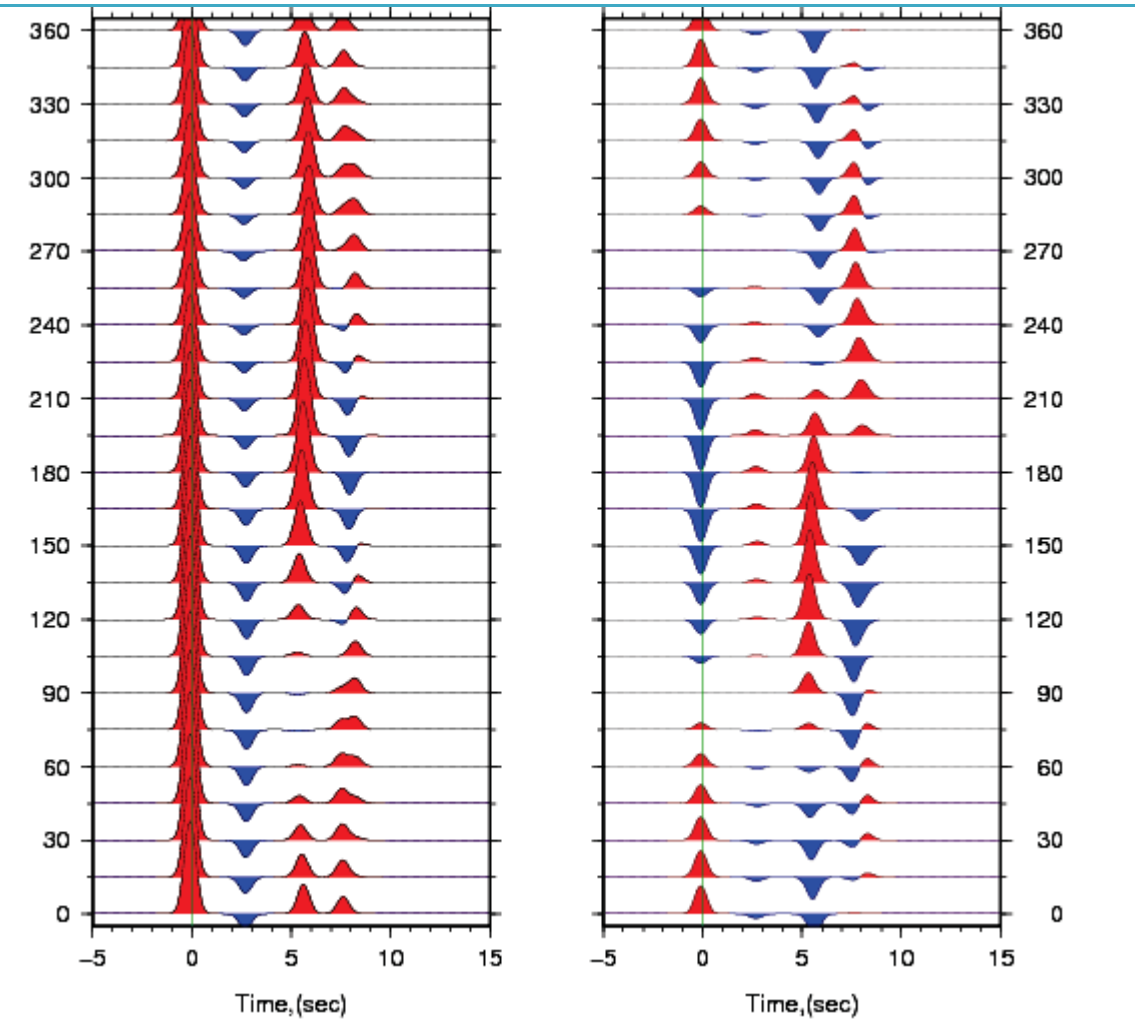


圖 3-22 非均向性下地殼和中下地殼間傾斜速度不連續面的速度模型所模擬合成的接收函數。

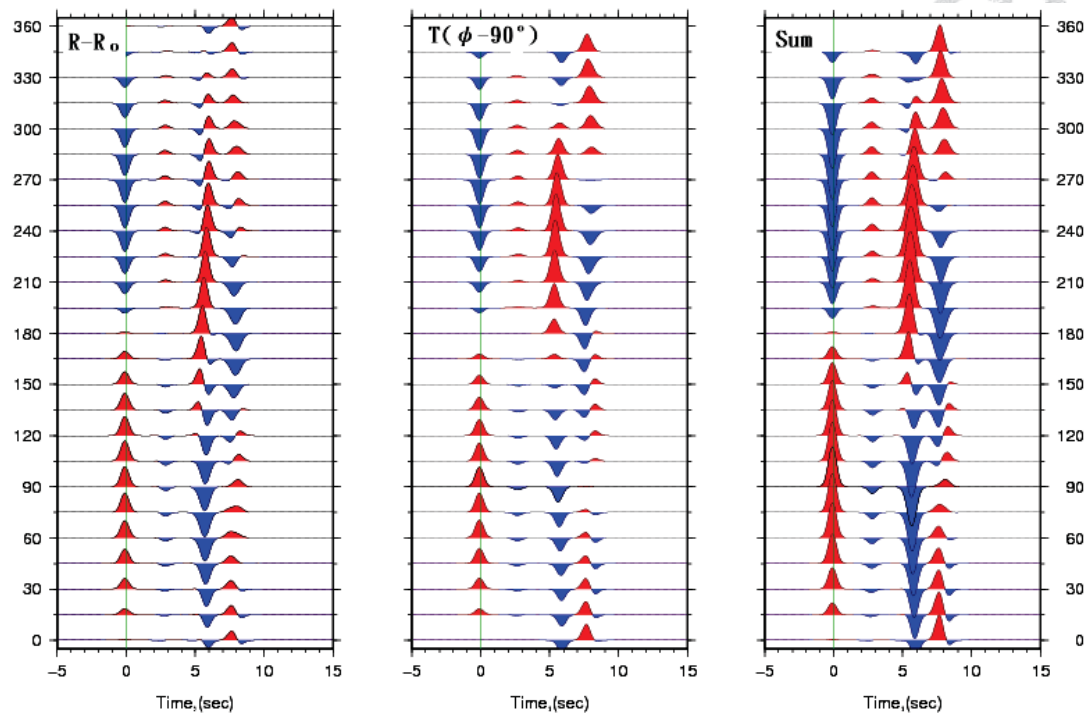


圖 3-23 (左圖)將圖 3-22 各後方位角的徑向接收函數扣除所有疊加平均後的接收函數；(中圖) 切向分量接收函數平移 $+90^\circ$ ；(右圖)將前兩者修正的接收函數疊加。初達 P 波的振幅節點和設定的傾斜面和對稱軸的走向相符，但 5 秒和 7 秒的 Ps 波的振幅節點雖然明顯，但是卻和設定的構造走向方向不同。

3.8 初始速度模型

在非線性的逆推問題當中，選取適當的初始速度模型將有助於找出最佳合理的模型。以下將針對不同嘗試的初始速度模型進行討論。

3.8.1 初始速度模型測試

Wang et al. [2011] 透過接收函數逆推 Hi-CLIMB 陣列共 83 個測站下方地殼一維均向的 S 波速度模型，並根據剪力波速度發生明顯不連續的深度位置，定義上中下地殼間的不連續面和莫荷面。本研究嘗試利用其結果設置成初始速度模型，然後加入非均向性變數的擾動範圍，大量搜尋可能的非均向速度模型，找出能擬合不同後方位角所觀測的徑向和切向接收函數的最佳化模型，但發現加入非均向參數

之後並無法逐步改善接收函數波形的擬合程度和降低誤差函數值,其原因可能是 Wang et al.[2011]所得的一維的速度模型主要是根據平均各後方位角的徑向接收函數所決定的,其中歸因於非均向性構造影響的波形到時和振幅隨後方位角的變化的資訊已被平均移除,且在逆推時為盡量擬合接收函數當中所有波形起伏振盪,使用非常多層將一維地殼速度變化離散參數化。而本研究目的是藉由接收函數隨後方位角的變化求得測站底下地殼速度主要的非均向特徵,接收函數當中許多小尺度細微的波形變化可能受到三維非均質且非均向的複雜構造影響,是目前正演理論採用波線相加合成 P 平面波入射一維速度構造所產生的接收函數的近似方法所無法模擬的。

Sherrington et al.[2004]逆推接收函數研究西藏東部的地殼非均向性參數,本研究參考其結果選取適當的速度模型並設置為本研究的初始速度模型,但後續的正演模擬也未改善誤差值,這可能是西藏東部和中部在地體構造上就不相似,存在區域性的非均向性速度以及地層傾斜的變化,但前述兩個相關研究皆未考慮傾斜的速度不連續面。

另外,我們亦嘗試先將各後方位角所觀測的接收函數疊加平均後,逆推出一維的均向速度模型[Ammon, 1997]當成初始模型進行正演運算。後續的正演過程在徑向分量的擬合尚可,但在切向分量極差,而且在反演的接收函數選定也有以下兩個問題:

1. 以 H1630 測站為例,地震事件多分布於東側 (baz=30-130),少數分布於西北側 (baz=290~310),若將全部方位的接收函數疊加,將會弭平地殼非均向性所帶來的極性變化,造成決定速度不連續面的深度資訊不準確,使得後續正演模擬無法大幅改善各後方位角的徑向和切向分量的接收函數波形變化的擬合。
2. 若將 H1630 東西邊各取一個方位角疊加的接收函數,分別作反演後得到的初始速度模型亦有差別(圖 3-24、25),無論用哪一組模型,都無法對較資料有良好的擬合。

本研究最終先觀察各測站的接收函數在各方位角都一致的訊號，針對這些 Ps 波的到時建立一個大略能符合這些波相在接收函數時間序列特徵的均向速度模型，接著使用 3.5 節的正演方法運算各地層的非均向性參數。詳細的建構方法將在下一個小節說明。

3.8.2 建構初始速度模型

從前一節初始模型測試的經驗，發現若只根據單一測站所有後方位角疊加平均或是任一特定後方位角的徑向接收函數，逆推非常詳細多層的一維速度模型作為初始模型，則由於每層非均向速度和對稱軸方向的未知模型參數組合太多，將無法有效地在全域變數空間找到可以同時擬合各後方位角徑向和切向分量接收函數的非均向速度模型。因此，我們參考 Wittlinger et al. [2009] 以 h- κ 方法求出 Hi-CLIMB 陣列下方速度模型，透過分析浦松比(Poisson's ratio)進一步研究地殼的組成。我們參考該研究所定出測站下方的地殼厚度和速度，重新建構初始一維均向速度模型，方法大致是在單一測站所記錄的接收函數按相似的後方位角分類後疊加，訂出可能的速度模型，並同時比較理論合成的接收函數和觀測資料的差異，適度調整初始速度模型。過程中雖會加入非均向性參數，但目的只是調整速度不連續面的深度、速度變化梯度以及地層厚度。因為切向接收函數較不穩定，對建構均質速度模型也沒有太大的幫助，僅針對資料中徑向接收函數的特徵進行速度模型的調整。其建構方法詳細步驟如下(請參考圖 3-26):

- (1) 先找出徑向接收函數當中，在所有後方位角的轉換波相具有一致性的到時和振幅極性，這些訊號通常表示有一個速度變化較大的不連續面。
- (2) 根據這些波相到時與振幅極性正負，並參考 Wittlinger et al. [2009] 的 P 和 S 波速度大致估算各 Ps 波對應速度不連續面深度以及不連續面速度增加或減小的幅度，藉由檢視設定速度模型所合成的接收函數和觀測接資料比較，調整每層地層速度及厚度。
- (3) 初步辨識可能具非均向性性地層的深度，並根據 3.6 和 3.7 節所歸納辨識非均

向性對稱軸方向的隨後方位角變化的波形特徵，加入適當的非均向性參數，以確認假定的均向初始模型，之後可透過加入非均向參數變動的可能範圍，正演搜尋出能同時擬合徑向和切向接收函數的非均向速度模型。

- (4) 回到步驟(1)，重複檢視合成和觀測接收函數的差異並隨之調整速度模型，直到大部分的波形特徵可以被模擬出現。

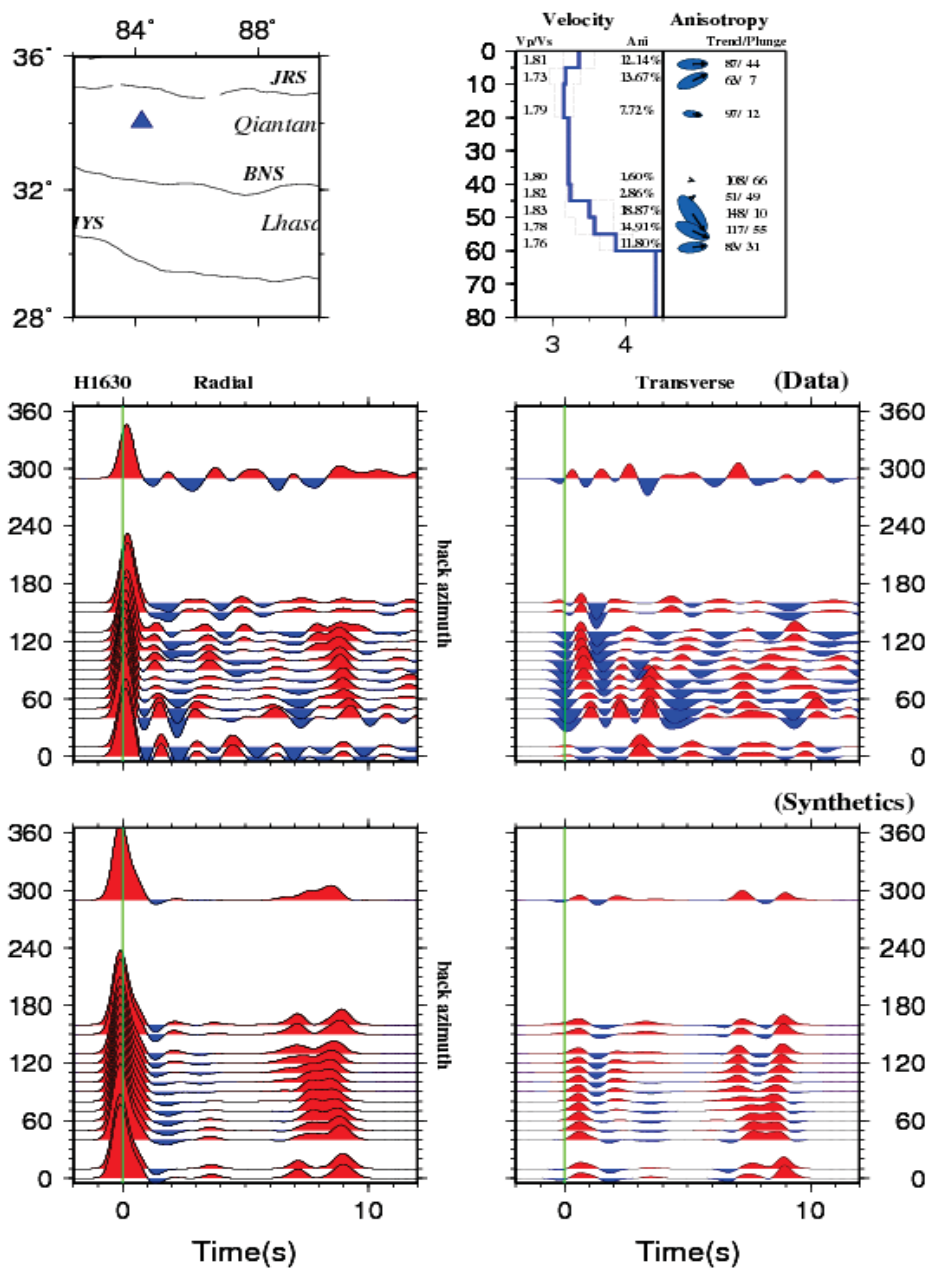


圖 3-24 以測站 H1630 為例，根據 $\text{baz} = 110^\circ$ 的接收函數逆推求得的均向速度模型為正演模擬的初始模型。左上圖顯示測站位置；右上圖左邊框為一維初始 V_p/V_s 和 V_s 模型（黑線）和正演運算之後得到的最佳解（藍線），右邊框為對稱軸位態，包括 trend 方向和 plunge 傾角。中間和下方圖分別顯示觀測和最佳速度模型解所合成的接收函數，左側為徑向分量，右側為切向分量。

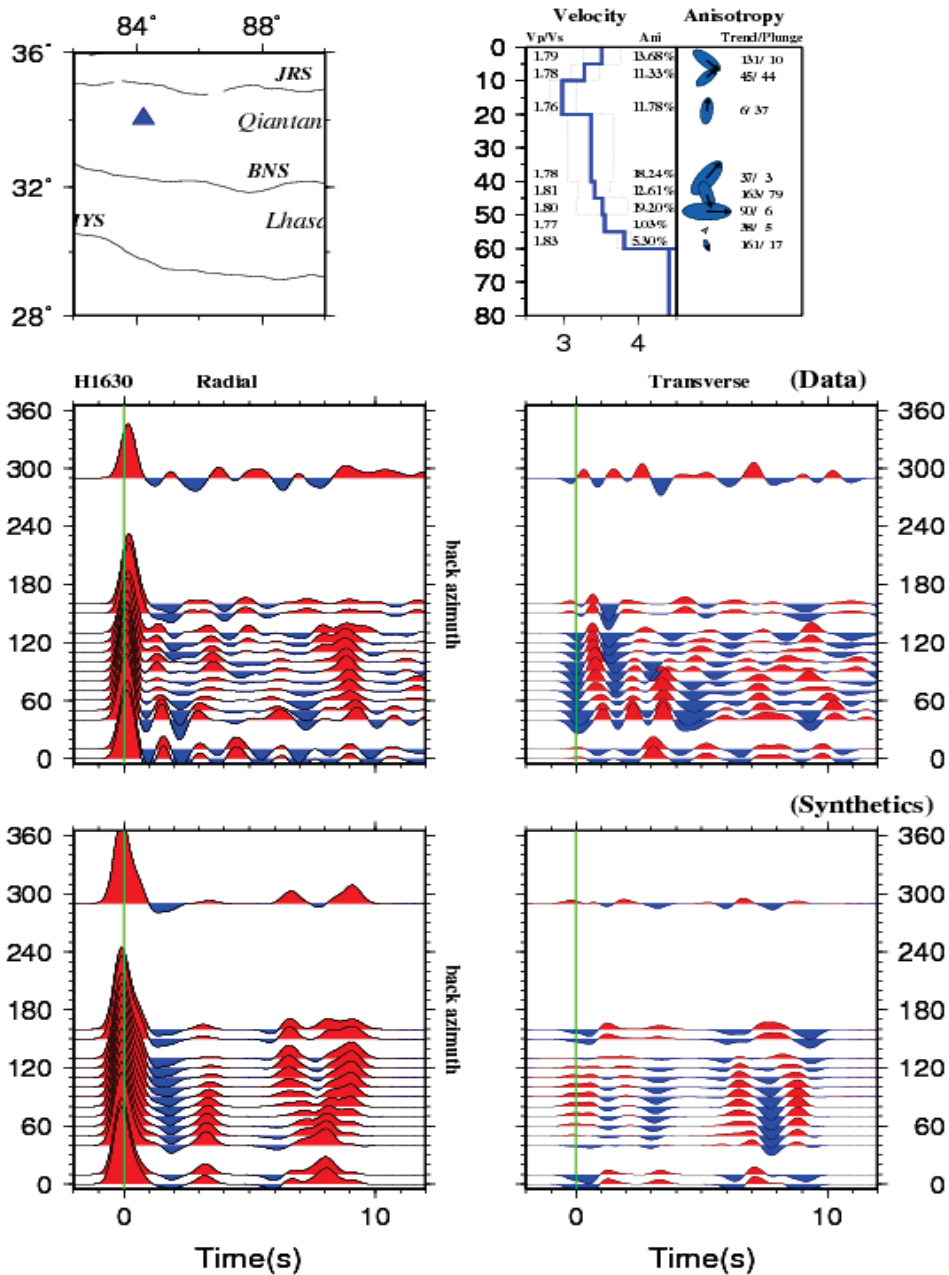


圖 3-25 以測站 H1630 測站為例。根據 $\text{baz} = 290^\circ$ 的接收函數逆推求得的均向速度模型為正演模擬的初始模型。圖示說明詳見圖 3-24。和圖 3-24 比較發現不僅初始速度模型不相同，地殼非均向性的位態也不一致，最重要的是兩個模型的波形擬合都不好,這是最後選擇不用接收函數反演的方式建立初始速度模型的原因。

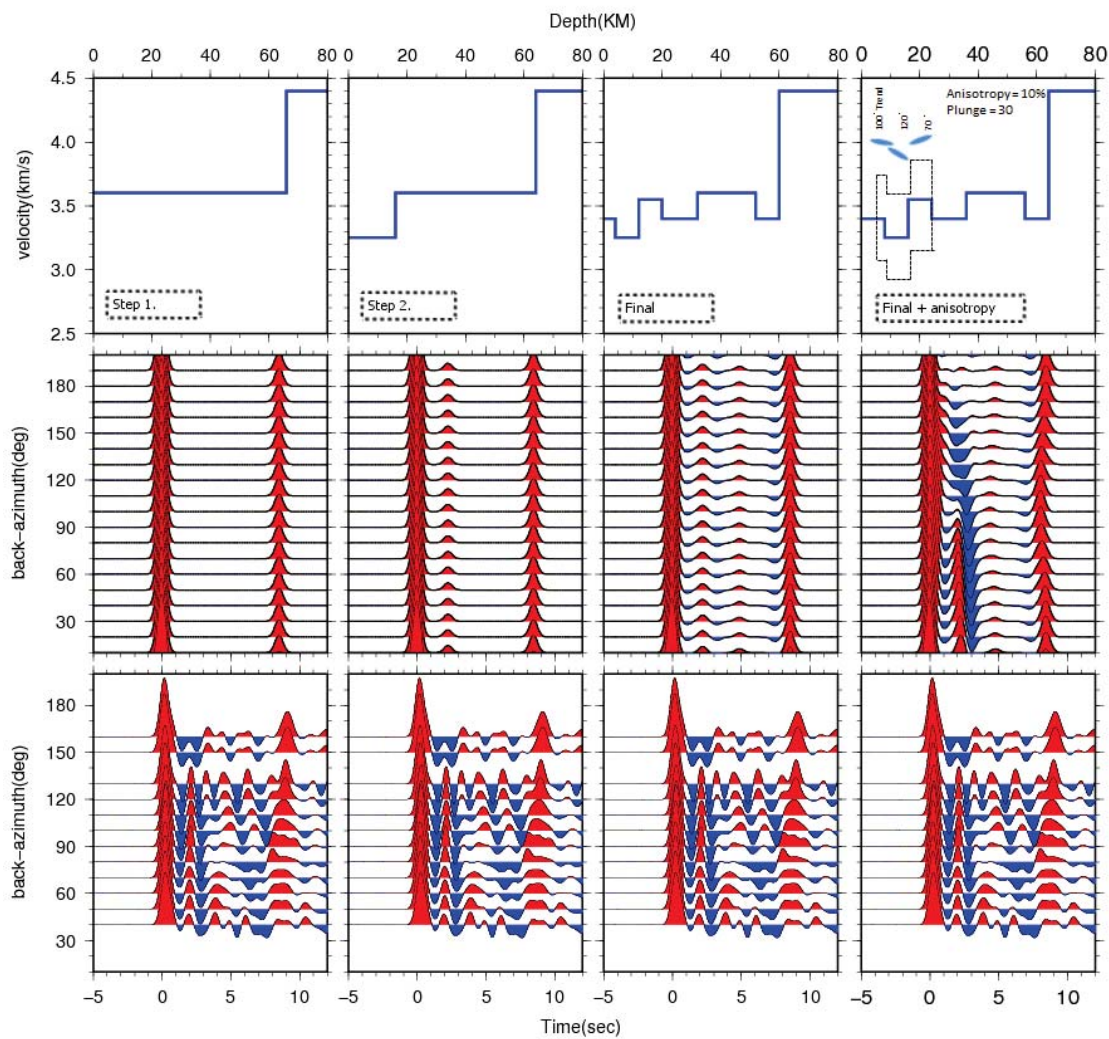


圖 3-26 建構一維初始速度模型示意圖。先根據所觀測的接收函數當中，在各後方位角皆呈明顯一致性的轉換波相到時建立速度不連續面。以測站 H1060 為例：第一步先找出除直達 P 波(0 秒)外較強的信號(Pms 約 9 秒處)，第二步找出次要信號(約 2 秒處)，重複這步驟直到符合大多數特徵。最上排是速度模型，中間是依據上排速度模型模擬的徑向接收函數，下排是測站 H1060 的徑向接收函數。

第4章

研究結果



完成上一章節所述如何建構初始模型之後，為有效的從眾多非均向性變數的全域空間搜尋出適當的解來擬合徑向和切向的接收函數波形，依據越早到的轉換波主要只受到淺層的速度構造影響的事實，我們將包含初達 P 波以及之後的轉換波，到時介於-5 s 至 12 s 之間的接收函數訊號分成三段依次進行正演模擬。第一段為-5 s-2.5 s 的波形模擬，用於正演搜尋上地殼約 20 公里的非均向速度模型，總共要搜尋的參數包括每層的泊生比，即 V_p/V_s 比值(1.75-1.85)；P 和 S 波速的非均向強度（0-20%）；對稱快軸水平投影的方向(trend),定義由北順時鐘為正（0-360°），以及對稱軸與水平面夾角，即傾角(plunge)(0-89°)；並允許最下一層的厚度有 ± 4 km 的調整變化。經過鄰近演算法搜尋可能的模型參數組合，找到使得 3.5 式所定義的誤差函數值達到收斂最小值的最佳化模型。第二段則針對 2 s-6 s 波形進行模擬以求得中地殼約 20-50 公里深度的非均向速度模型。在計算搜尋選取到的可能模型所預測的接收函數時，依據第一段模擬的結果固定上地殼的速度和非均向性性質，但與中地殼相鄰的最下層，其非均向性強度和對稱軸位態的解則允許在第二段模擬進行微調(plunge $\pm 5^\circ$, trend $\pm 10^\circ$, 強度 $\pm 10\%$, V_p/V_s 1.75-1.85)，而原本建構的中地殼初始模型頂部深度則隨求得的上地殼底層厚度上下調整中地殼模型的深度範圍，然後重覆同樣第一段正演搜尋的方式找出最佳擬合第二段波形的中地殼速度模型。最後進行第三段 5.5 s-12 s 波形模擬，調整下地殼初始模型的作法與設定模型參數搜索的範圍和前一段相同。圖 4-1 舉例說明三段波形擬合的過程。

每一測站在完成三段的接收函數模擬之後，會再進一步人為檢視最佳速度模型所預測的徑向和切向分量接收函數是否大致和觀測資料符合，尤其是一些能明顯顯示非均向性特徵的訊號，如振幅節點和極性反轉的擬合是否正確。如果擬合程度並不理想，就會試著調整初始速度模型並重新演算，若波形擬合依舊沒有明顯改善，則結果將不放入之後的討論。從正演模擬過程得到的經驗和結果大致可歸納接收函數的波形特徵，如振幅節點和極性反轉，對非均向性對稱軸的方向(trend)

有較好的約束能力，但對於泊生比、非均向性強度以及非均向性對稱軸傾角(plunge)，則可能因波形隨後方位角的變化同時受到三維速度構造等複雜因素影響，但不在目前波形模擬所能考慮的情況下，相對解析能力較差。以下將分別對南拉薩地塊、北拉薩地塊北、和羌塘地塊的測站，有達到適當擬合觀測接收函數波形所求得的一維非均向速度模型度進行討論。

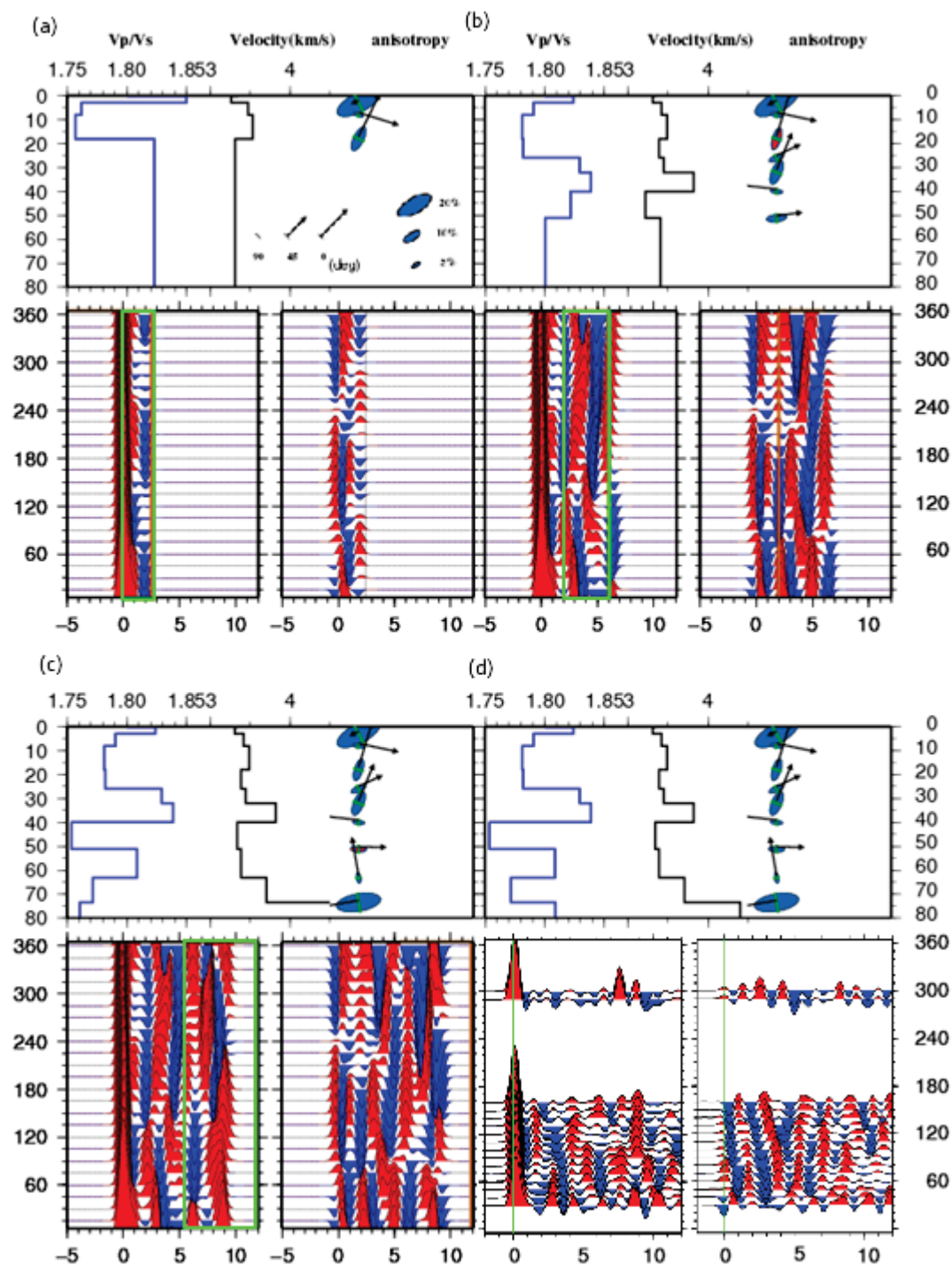


圖 4-1 三段波形擬合示意圖。(a)-(c)分別代表測站 H1250 第一到第三時間段接收函數波形模擬所求得的非均向速度模型以及模型所預測的徑向和切向接收函數。(d)為測站 H1250 觀測資料。每一組圖波形上方是每一階段模擬所求得的各層的泊生比、S 波速度以及非均向性位態橢圓。橢圓長軸方向為對稱快軸方向(trend)；大小代表非均向強度；黑色箭頭表示單位長度對稱軸向量投影至水平面的向量，其長

度和對稱軸傾角(plunge)大小成反比；紅色的非均向性橢圓表示在該階段的波形擬合將會進行參數微調。波形圖中綠色線標示擬合的時間區段。



4.1 拉薩地塊南段(H1010-H1200)

這個地區包括由南到北 H1010-H1200 測站的結果。南端的測站鄰近 IYS，在淺層非均向性對稱快軸的方向(trend)為東西向，往北到測站 H1120 就偏至南北向，共通特性是具有強的非均向性質，且傾角(plunge)接近垂直。而在中地殼約二十五公里深處會有一層非均向性較強的地層，對稱快軸大致呈南北向。在往更深 30-50 公里處，靠近 IYS 較南邊的測站的非均向性強度減弱，到了下地殼 60 多公里處，則出現一層對稱快軸以南北向為主強度很強的非均向性地層。以下以三個測站擬合的結果為例說明這地區地殼的非均向特性(詳見圖 4-2 至 4-4)。

測站 H1060 所觀測的接收函數當中反映上中地殼速度構造的波形擬合程度都不錯，但下地殼 T 分量沒有明顯的振幅訊號，所以徑向分量的 Pms 波(到時約 8~9 秒)主導整個波形擬合的結果，相對振幅較弱 5-7 秒的訊號擬合狀況較差。上地殼顯示存在很強的非均向性，最淺層的對稱快軸為東西向，且 plunge 接近 90 度，而在更深一點則轉成南北向（圖 4-2）。

在測站 H1090 徑向分量觀測到主要明顯的轉換波隨後方位角變化的大致都有被模型預測的合成波形擬合出來，但切向分量大於 6 秒以後的波形，主要反映中下地殼的分均向性質，則相對擬合程度較差，可能也是因為徑向的 Pms 波為第三到時區間段振幅最大的訊號，造成整體的擬合偏向徑向分量波形。淺部地層的非均向性和 H1060 相似，最表層的非均向性為東西向且 plunge 接近 90 度，而在 20 公里深處轉變為南北向（圖 4-3）。

測站 H1120 求得的非均向速度模型，大致都能擬合在徑向和切向接收函數所觀測到明顯的波形特徵，除了一些地震數目較少，疊加接收函數相對品質較差的後方位角，如 $\text{baz}=300^\circ$ 的資料在大於 6 秒之後的波形擬合程度較差。在極淺層的

非均向性為南北向，且很強的非均向性和南北向的快軸方向特徵一直延續到地殼底部（圖 4-4）。



4.2 拉薩地塊北段(H1210-H1400)

拉薩地塊北段測站的接收函數振幅較大，因此在模擬過程中會趨於擬合較大的振幅的訊號，對於擬合一些振幅較弱，極性發生變化的特徵相對較差。整體來說，主要反映上中地殼非均向性構造的接收函數訊號相對下地殼的部分擬合程度較佳。此區淺層的對稱快軸方向偏東西向且傾角都大於 70° 以上，以下以 H1280 和 H1340 測站結果說明。

H1280 測站無論徑向或切向分量的振幅都很大，而且振幅的極性變化非常明顯，振幅節點位在後方位角大約 90° 左右，正演模擬波形得到的最佳化速度模型也將此特徵顯現出來，從淺部到深部地殼整體的非均向性對稱快軸從都顯示以東西向為主（圖 4-5）。

H1340 測站在徑向分量的波形擬合程度較切向分量為好，在上和下地殼構造主要影響的接收函數訊號的特徵都有被合成的波形預測出來。在切向分量初達 P 波振幅的變化和到時 3.5 秒附近出現振幅極性為負的波形特徵，都有適當的出現在合成的波形上，雖然後者訊號在合成波形的波振偏大（圖 4-6）。

4.3 羌塘地塊(H1410-H1630)

羌塘地塊測站所觀測的接收函數擬與求得的速度模型所預測的波形擬合程度較前兩個區域要好，部分測站反映下地殼速度構造較明顯的波形特徵都有在合成的理論波形顯現出來。在淺層的非均向對稱快軸方向和拉薩地塊較不相同，大多呈現南北走向。此外測站 H1550 以北的測站，切向分量的接收函數振幅都不太明顯，所求得的非均向性強度相對拉薩地塊較低，以下以 H1460 和 H1550 測站模擬結果說明。

H1460 測站的整體接收函數擬合狀況不錯，多數的波形特徵都有被速度模型解所

預測的波形擬合出現。在極淺層的非均向性是呈西北—東南向，中地殼以東西向為主，地殼底部則為南北向。這裡因為徑向分量的 Pms 不明顯，所以 5 s-7 s 的訊號擬合程度較佳（圖 4-7）。

同樣地 H1550 測站整體接收函數的擬合狀況不錯，雖然在徑向分量到時 3.5 秒處於後方位角約 120° 附近出現極性反轉的特徵並為被合成波模擬出來，還有合成的 Pms 波到時稍微偏早。在切向分量上主要觀測到明顯振幅的波相幾乎都有擬合出現。在淺層的非均向性接近南北向，中地殼多是東北—西南向，到了下地殼又回到南北向（圖 4-8）。

其它有正演模擬出大致能預測符合觀測接收函數資料的非均向速度模型，其結果納入之後討論的測站，其擬合的波形情況和求出的 S 波速度和對稱軸位態請參考附錄一。

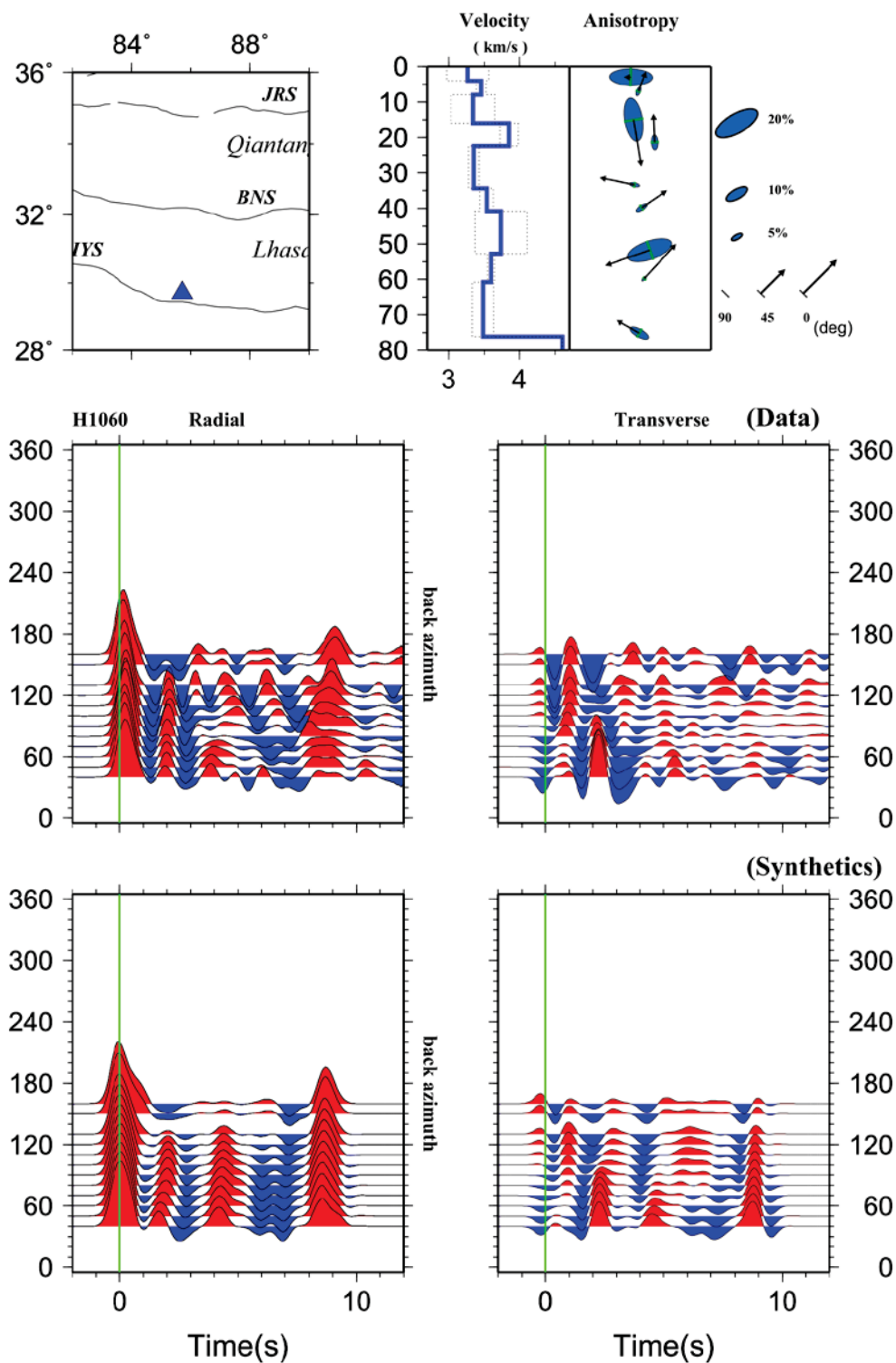


圖 4-2 測站 H1060 依據正演法算出的最佳模型解。中下圖分別為資料和最佳解所合成的接收函數，左右分別為徑向和切向分量，左上圖表示測站位置，右上圖是解出每層的 S 波速度和非均向性對稱快軸的方向和傾角。橢圓和黑色箭頭表示含意參考圖 4-1 的說明。

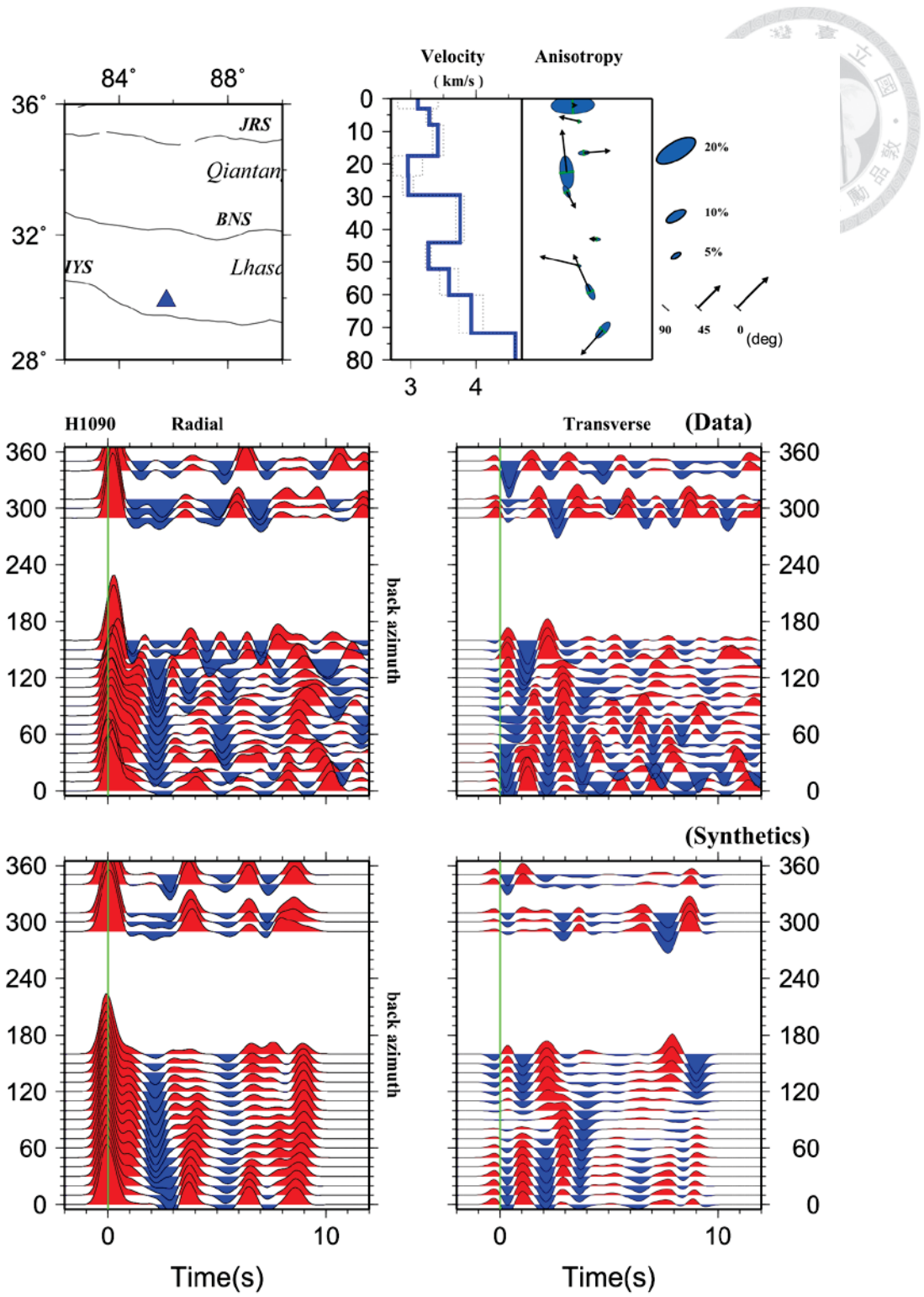


圖 4-3 測站 H1090 依據正演法算出的最佳模型解，圖示標明同圖 4-2。

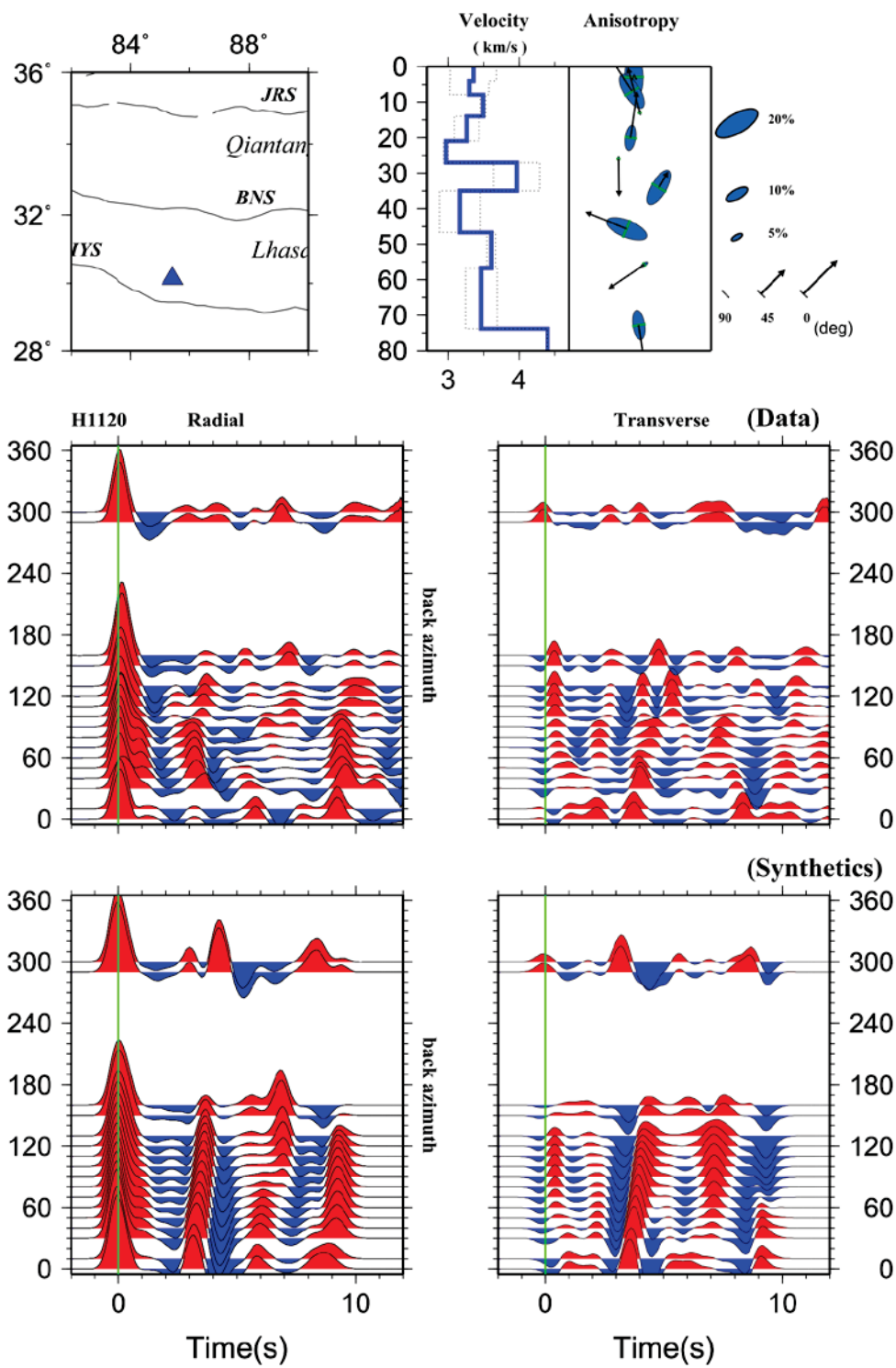


圖 4-4 測站 H1120 依據正演法算出的最佳模型解，圖示標明同圖 4-2。

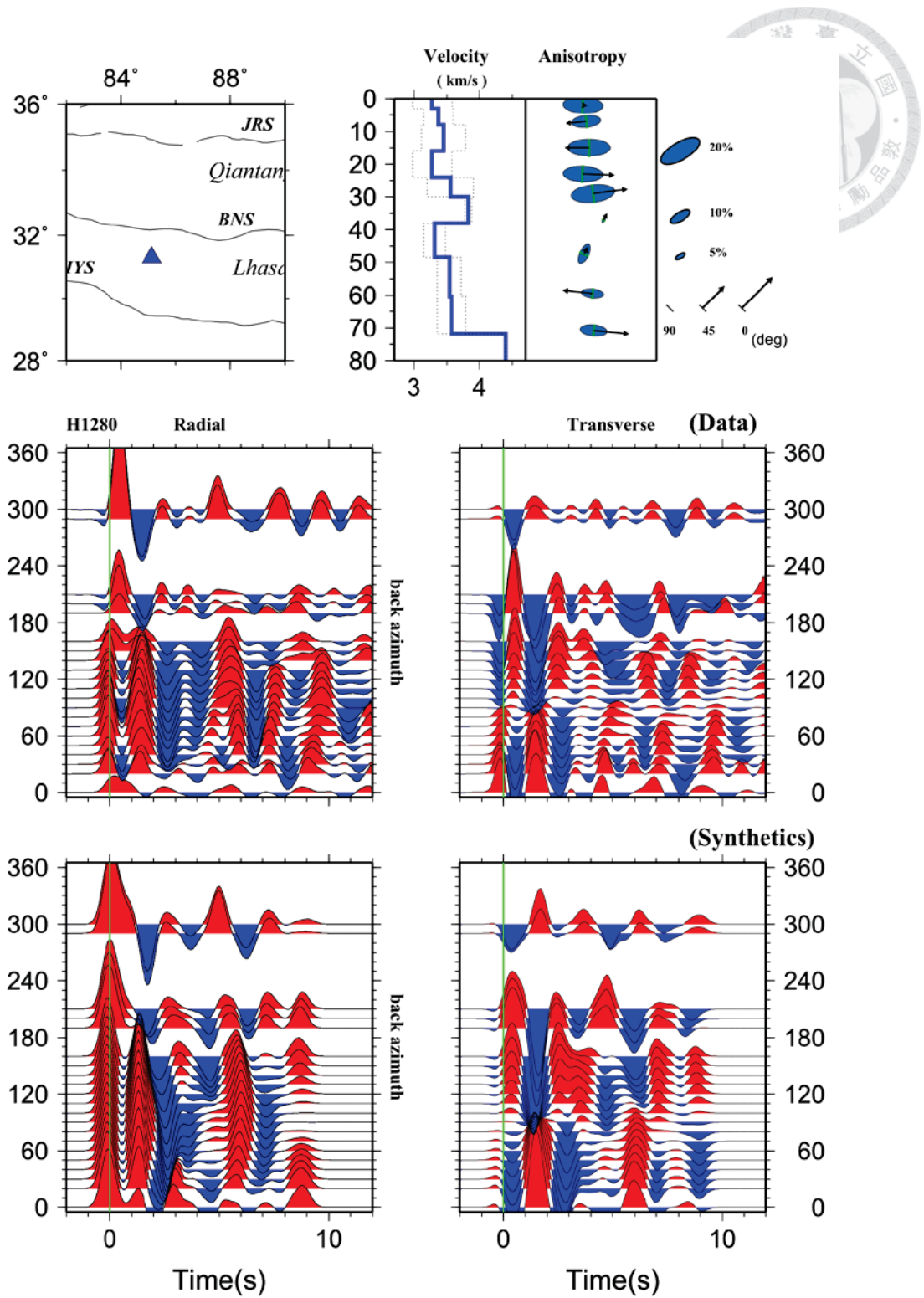


圖 4-5 測站 H1280 依據正演法算出的最佳模型解，圖示標明同圖 4-2。

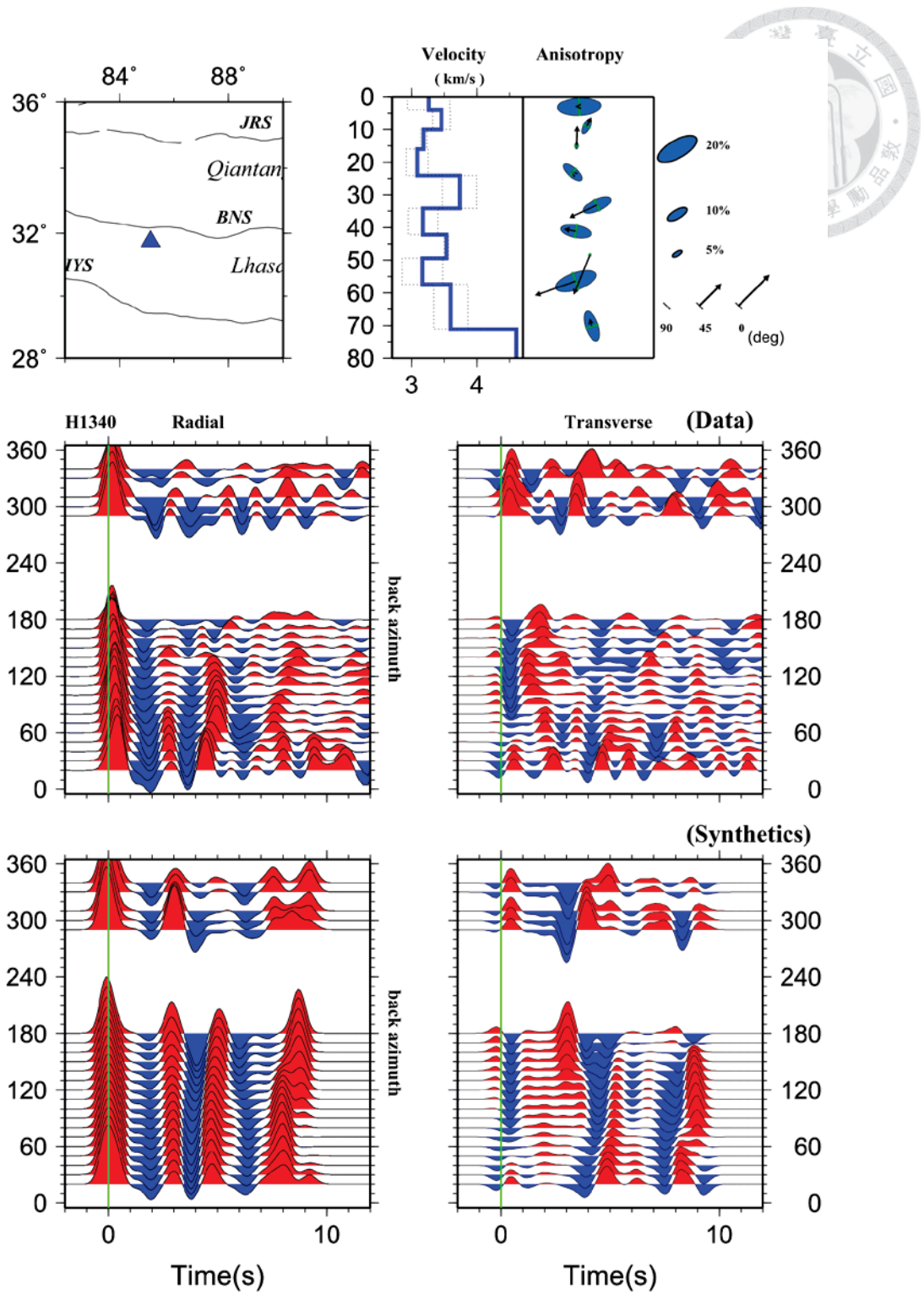


圖 4-6 測站 H1340 依據正演法算出的最佳模型解，圖示標明同圖 4-2。

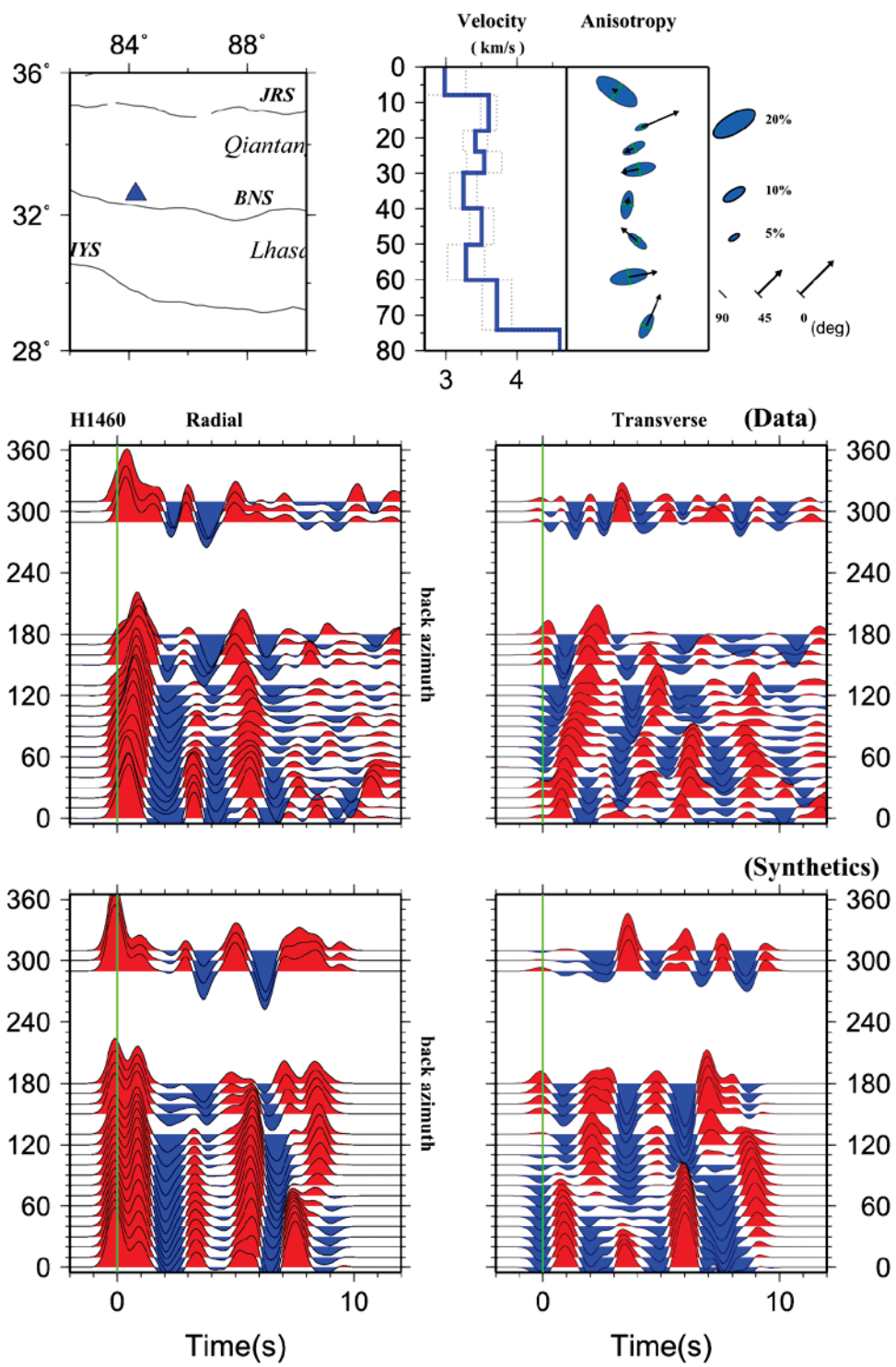


圖 4-7 測站 H1460 依據正演法算出的最佳模型解，圖示標明同圖 4-2。

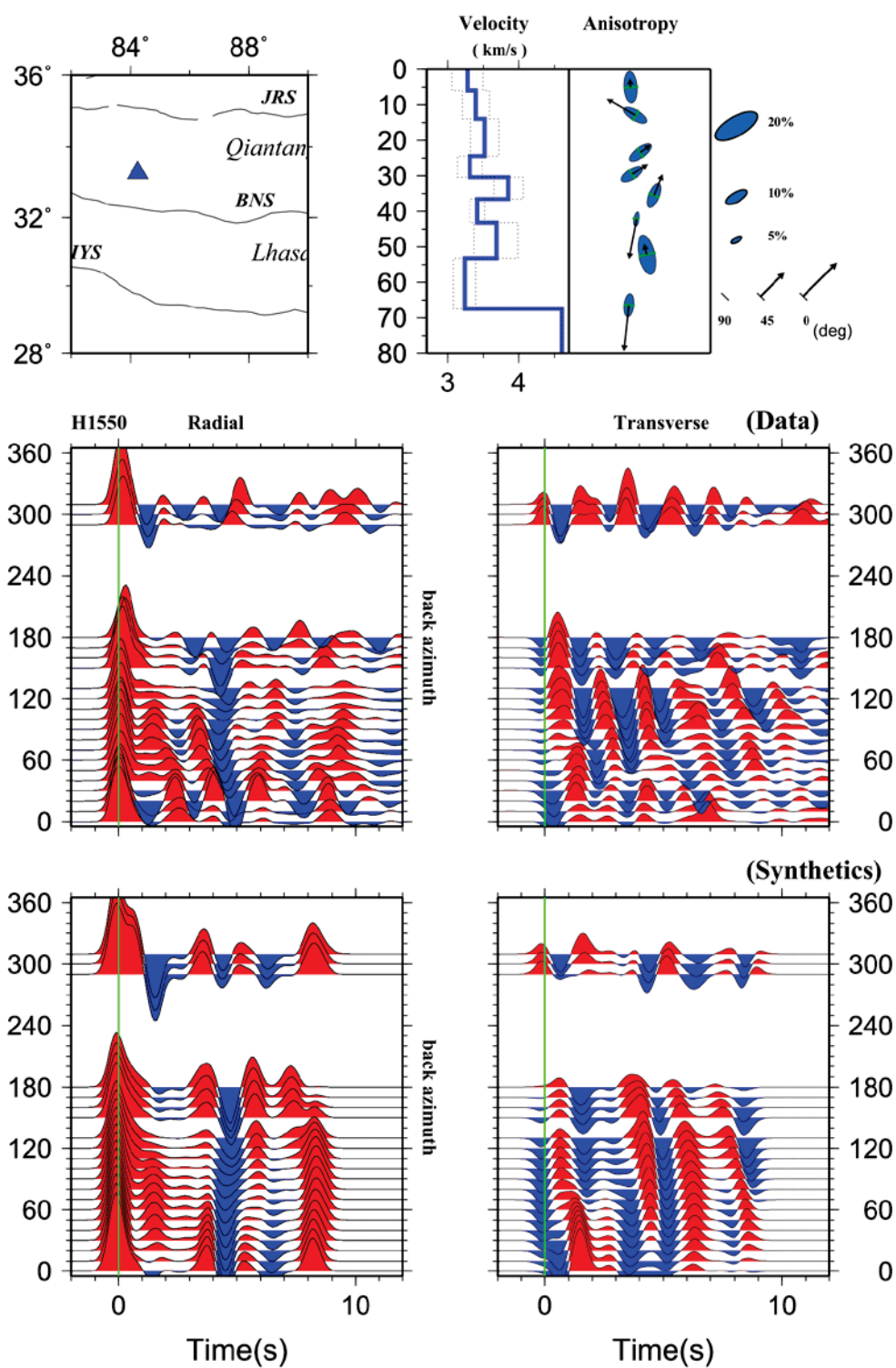


圖 4-8 測站 H1550 依據正演法算出的最佳模型解，圖示標明同圖 4-2

4.4 非均向性速度模型沿南北側向的變化

為較清楚了解西藏中部 Hi-CLIMB 測站底下地殼在不同深度非均向性的特徵。我們將所有解出的一維非均向速度模型結果投影至測站陣列近南北走向的深度剖面上(圖 4-9)，圖 4-10、4-11 和 4-12 分別表示根據求得的 V_p/V_s 比值和設定的初始 P 波速度計算得到的 S 波速度，對稱快軸傾角和水平投影方向的方位角在深度和南北側向的變化。圖 4-10 可看出羌塘地塊的平均地殼厚度較拉薩地塊為薄，和前人研究結果相同[Tseng *et al.*, 2009]。圖 4-11 的對稱軸傾角分佈則顯示在淺層地殼較接近垂直(除了陣列最北和最南端的測站)，但隨深度增加逐漸轉為近水平向。圖 4-11 的快軸方向分佈則發現在測站 H1200 以北的拉薩地塊中北段，中下地殼的快軸方向相對較一致呈東西向，但以南的拉薩地塊和 IYS 附近以及過了 BNS 以北的羌塘地塊相對快軸方向較為凌亂。

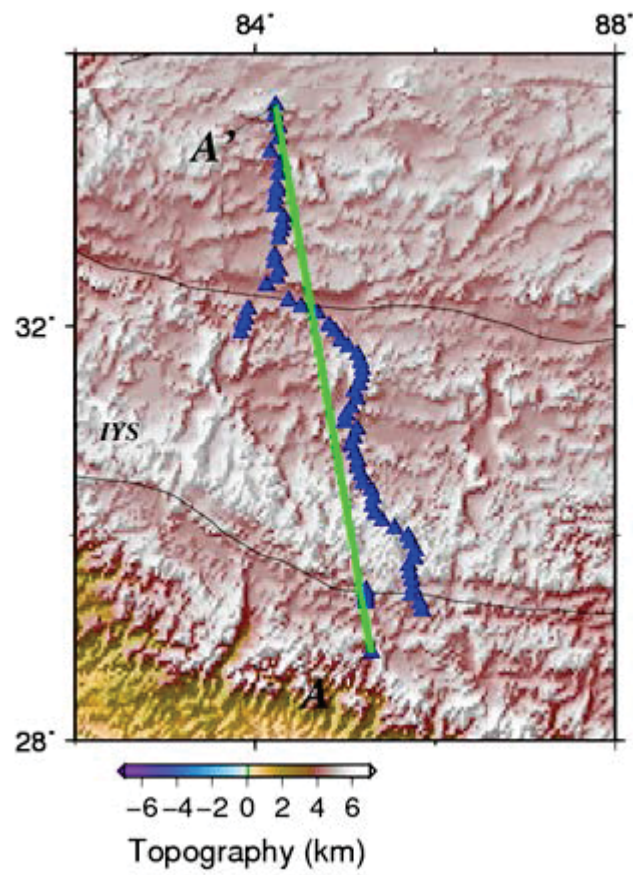


圖 4-9 根據選取測站陣列最南端測站 H0641 和最北測站 H1630 之間的連線作一剖面，並將結果投影在此剖面上。藍色三角形是本研究使用的測站，綠線則是將有得到最佳速度模型解的每個測站結果投影到平行陣列近南北向的深度剖面。

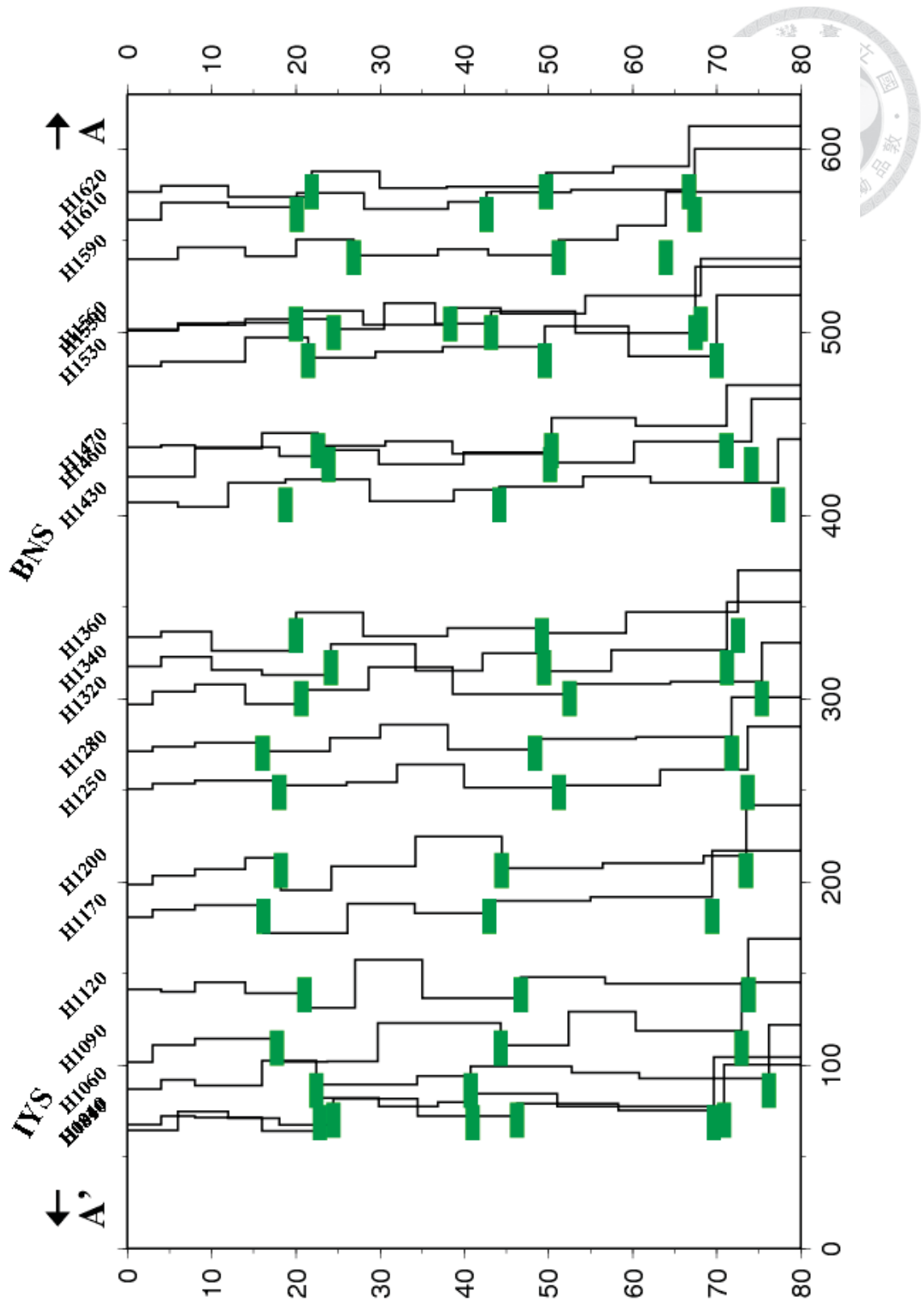


圖 4-10 Hi-CLIMB 測站下方根據正演波形模擬所求得的剪力波速度構造剖面圖。黑色實線表示正演後得到的剪力波速度。綠粗線標示三階波形段模擬的地層交界處，最深的不連續面為莫荷面。

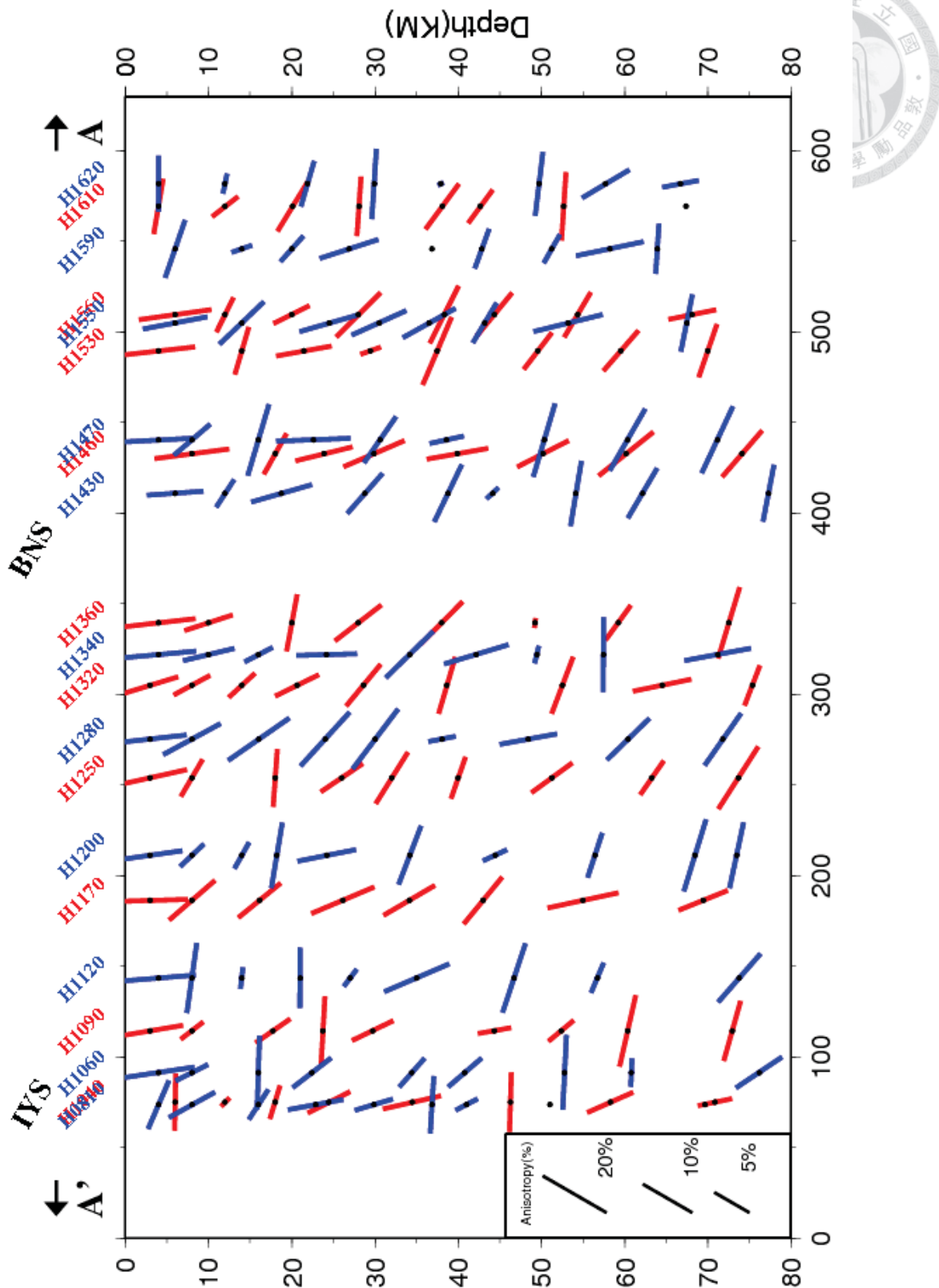


圖 4-11 Hi-CLIMB 測站下方根據正演波形模擬所求得的非均勻對稱快軸傾角隨深度變化的剖面圖。紅藍實線表示正演得到的對稱軸傾斜角度，長度正比於非均勻性強度，比例尺繪於圖左下角。其餘圖示說明同圖 4-10。

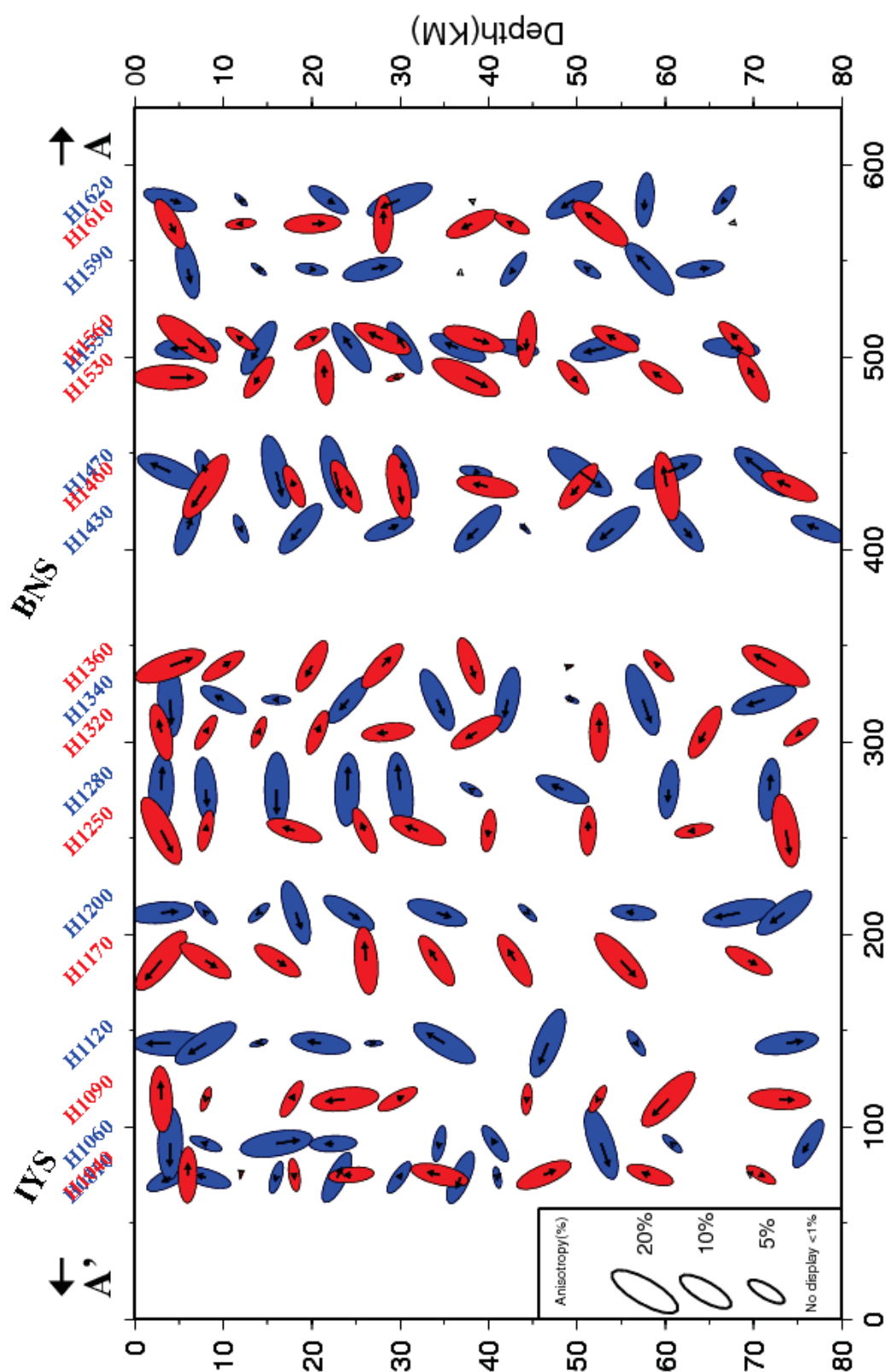


圖 4-12 Hi-CLIMB 測站下方根據正演波形模擬所求得的非均勻對稱快軸方向隨深度變化的剖面圖。紅藍橢圓長軸方向表示正演得到的對稱快軸方向，大小代表非均勻性強度，比例尺繪於圖左下角。



本研究共選定 67 個測站的接收函數進行模擬，其中部分測站所求得的非均向速度模型合成的接收函數無法與觀測資料達到適當擬合程度，暗示接收函數複雜的波形變化可能歸因於其他因素並未在目前設定的一維速度模型參數中被考慮進去，如地層傾斜或側向非均質的速度構造等。以下將依序討論是否莫荷速度不連續面傾斜影響 Pms 波到時，研究中採用的波線合成理論結合正演搜尋方法對回復非均向速度構造的能力，以及接收函數解析的地殼非均向性特徵和其他相關研究結果的比較。

5.1 簡諧函數模擬 Pms 波到時變化

Liu and Niu [2012] 和 Sun et al. [2012] 提出將轉換 Ps 波的隨後方位角的變化的到時以一個具特徵週期的簡諧 cosine 函數來描述，即每一測站相對平均到時的提前或延滯時間以 $\delta t_i = \frac{\delta t}{2} \cos(n\theta_i + \varphi)$ 表示，其中 n 為一整數代表簡諧函數的諧度 (degree)，決定 cosine 函數的週期，若 $n=2$ 表示 Ps 波的相位具有非均向性構造所造成 180° 周期的變化， $n=1$ 則表示變化的周期為 360° ，與地層傾斜有關； δt 為最晚和最早到的到時差； θ_i 代表第 i 筆接收函數資料的後方位角； φ 為在 $\theta_i = 0$ 時的初始相位，即對稱快軸的方向。透過有系統的格點搜尋 (grid search)，嘗試不同 degree 和初始相位所計算得到的到時差去修正觀測 Ps 波的到時，然後將修正過後的波形與未修正的原始波形根據所定義擬合條件算式計算達到峰值時所對應的最佳 degree 和快軸方向，這些擬合條件算式包括各方位角到時修正後的徑向分量 Ps 波疊加的最大振幅除以未修正的 Ps 波疊加的最大振幅 (圖 5-1a)；所有後方位角的 Ps 波，透過極小化 T 分量的能量找到快波和慢波方向和分離時間予以修正後計算 R 分量的自我相關係數的總和 (圖 5-1b)；或是各方位角修正過分離參數的 T 分量的能量總和的倒數 (圖 5-1c)。其中後兩者的估計值分別已除以由未經分離參數

修正的 Ps 波以相同形式計算得到的值作予以正規化(normalized)。圖 5-1d 則是綜合以上三個估算值各自以最大值正規化之後相加平均的結果。

本研究採用 Sun et al. [2012] 所提出模擬方法和波形擬合條件，包括 R 分量到時修正後 Ps 波所有後方位角疊加的最大振幅；修正疊加後 R 分量的 Ps 波能量總合；以及修正疊加後的 Ps 波與各後方位角修正的 Ps 波的平方殘差值總和的倒數；其中三者皆以各自未修正到時的原始 Ps 波所計算的值予以正規化；將部分測站有由正演波形模擬方法得到較好的非均向速度模型的 Pms 波進行類似的分析。圖 5-2 顯示四個測站分佈從拉薩地塊南端到羌塘地塊中段，其徑向分量的 Pms 波到時變化以不同諧度和初始相位的簡諧函數描述並予以修正之後，計算前述三個定義的擬合條件的值。然後選取每一諧度(degree)三個擬合條件所估算的最大值對諧度作圖(圖 5-2)。圖 5-2 顯示其中四個測站的結果，發現三個拉薩地塊的測站大都有呈現在 degree=2 時三個擬合條件達到最大峰值的現象，暗示非均向性構造是造成主要 Pms 波到時變化的主要成因。但羌塘地塊的測站 H1550 則未在 degree=2 時顯現明顯的峰值。

圖 5-3 則是位在拉薩地塊中段測站 H1250 針對不同的初始相位或快軸方向(即圖中極坐標對應的角度軸)，以 degree=2，180°週期的簡諧函數模擬徑向分量觀測的 Pms 波到變化並予以修正之後，計算前述三個波形擬合條件值的分佈。從三者值的分佈可看出在後方位角 100°-120°，270°-300°時有較大的值，和正演波形模擬所得到在下地殼底部快軸方向約 260°是相當接近的。為進一步確認近東-西向快軸方向結果是可信的，我們利用 3.7 節所描述的辨識非均向或傾斜地層速度構造方法 [Schulte-Pelkum and Mahan, 2014]，計算減去 R 分量疊加平均後的徑向接收函數與 T 分量後方位角平移+90°的切向接收函數相加之後的波形，並找出 Pms 波節點出現的後方位角大約在 180°附近，即快軸方向與之垂直為東西向(圖 5-4)。

圖 5-5 和 5-6 則是對相鄰測站 H1280 所作相同的分析，從圖 5-5 的 R 分量的 Pms 到時變化以週期 180°(degree=2)的簡諧函數模擬結果可看出在後方位角

340°-360°，160°-180°度時，三者擬合條件的值達到相對最大值，即對稱快軸呈現南北向。而圖 5-6 的 R 和 T 分量修正之後相加的 Pms 振幅，節點出現的後方位角大約在 180°出現，對稱快軸垂直於此呈現東西方向，兩者分析的結果相異。我們的正演波形擬合顯示了 H1280 測站的對稱軸呈強烈的東西方向。

圖 5-7 和 5-8 則是針對羌塘地塊測站 H1550 所作相同的分析，從圖 5-7 的 R 分量 Pms 到時變化以週期 180°的簡諧函數分析結果顯示，可看出綜合三個條件所估算的擬合值在兩個互相垂直的後方位角，即西北-東南向的 300°-330° (或 120°-150°) 和東北-西南向的 210°-230° (或 30°-50°) 都出現振幅較大的情形，此現象可能與測站 H1550 的 Pms 波到時並未顯示非常明顯的 180°週期的變化。而我們正演波形模擬的結果顯示下地殼底部的非均向快軸方向為南北向，介於簡諧函數分析結果兩者可能快軸方向之間。而圖 5-8 的 R 和 T 分量修正之後相加的 Pms 振幅，在後方位角約 90°和 180°附近似乎都可觀察到振幅節點，顯示以此方法判斷快軸方向的不確定性。

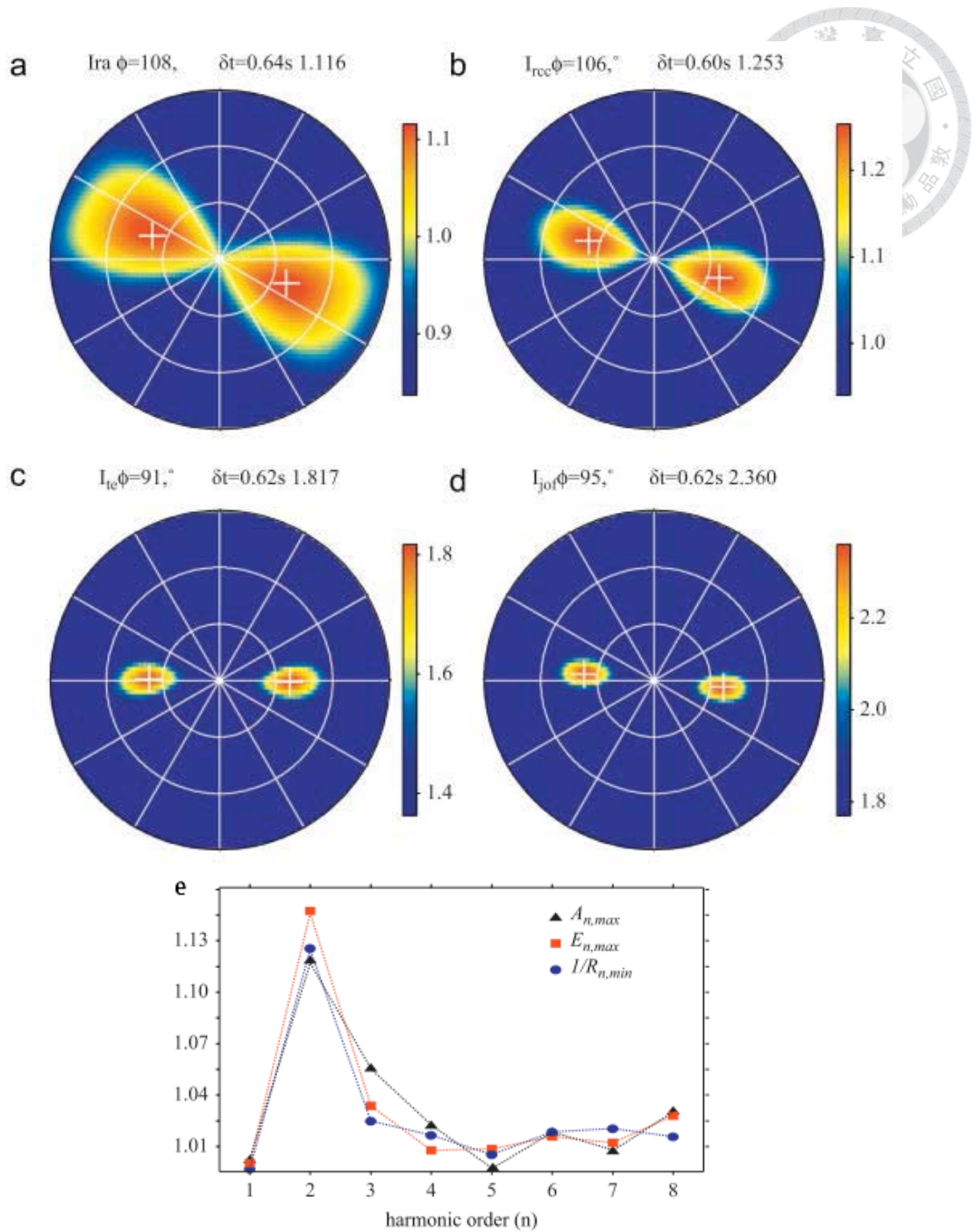


圖 5-1 將 Pms 波隨方位角變化的到時以不同 諧度(degree)和初始相位所描述的 cosine 簡諧函數來模擬，然後根據模擬的到時差修正各後方位角 Pms 波與未修正的原始資料比較，計算(a) R 分量的 Pms 波到時差修正後所有後方位角疊加的最大振幅；(b) 透過極小化 T 分量的能量找到快波和慢波方向和分離時間並予以修正後計算 R 分量的自我相關係數的總和； (c) 各方位角修正過分離參數的 T 分量的能量總和的倒數；以上三者皆除以依據未修正原始 Pms 波以相同式子計算的值予

以正規化；(d)綜合以上三個計算值的結果。當這些估計值達到峰值所對應的初始相位(a-d)和 諧度 degree，則可用來分辨是非均向速度構造或傾斜地層造成接收函數波形隨後方位角的變化以及快軸方向(取自 *Liu and Niu [2012]*)。

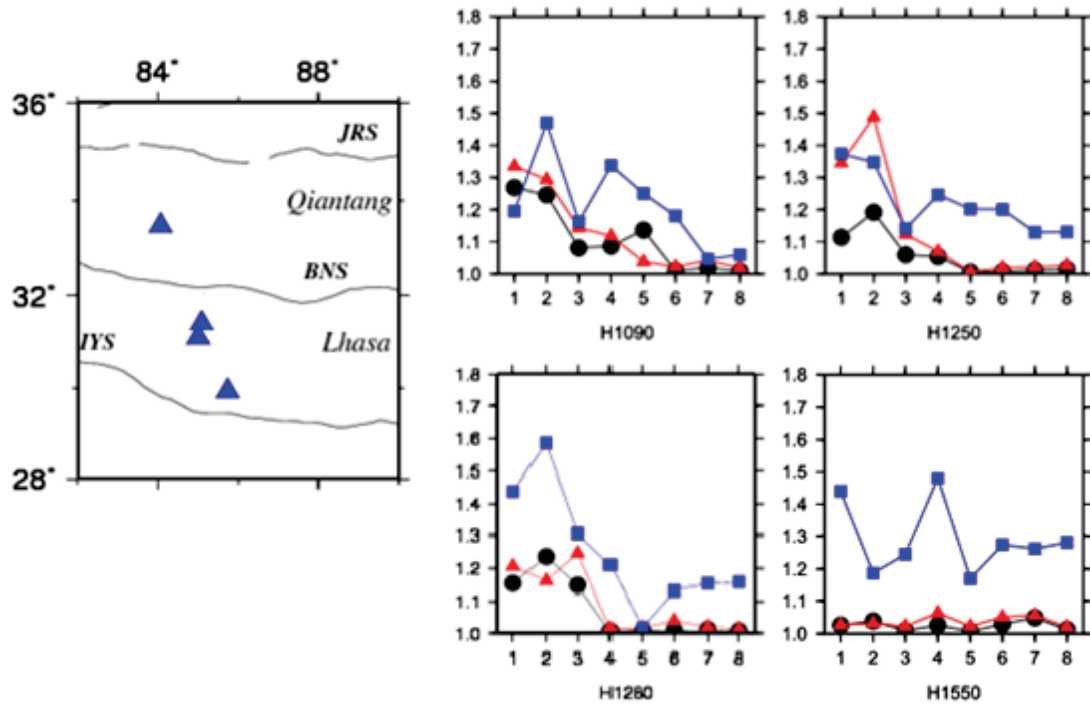


圖 5-2 以簡諧 cosine 函數不同週期或諧度 (degree) 模擬分析 4 個測站徑向分量 Pms 波到時差隨後方位角變化，並根據 *Sun et al.[2012]*所定義的三個擬合條件：R 分量最大振幅(藍線)，能量總合(黑線)以及振幅平方殘差值總和的倒數(紅線)，分別評估符合觀測到時變化最佳的諧度。左圖三角形為測站位置，從南到北分佈於拉薩地塊和羌塘地塊中段。右圖為分析結果，指出拉薩地塊測站的三個擬合條件大致都在 degree=2 時達到最大峰值，顯示非均向性構造是造成 Pms 到時變化呈 180° 週期變化的主因。但羌塘地塊的測站的 180° 週期變化則不明顯。

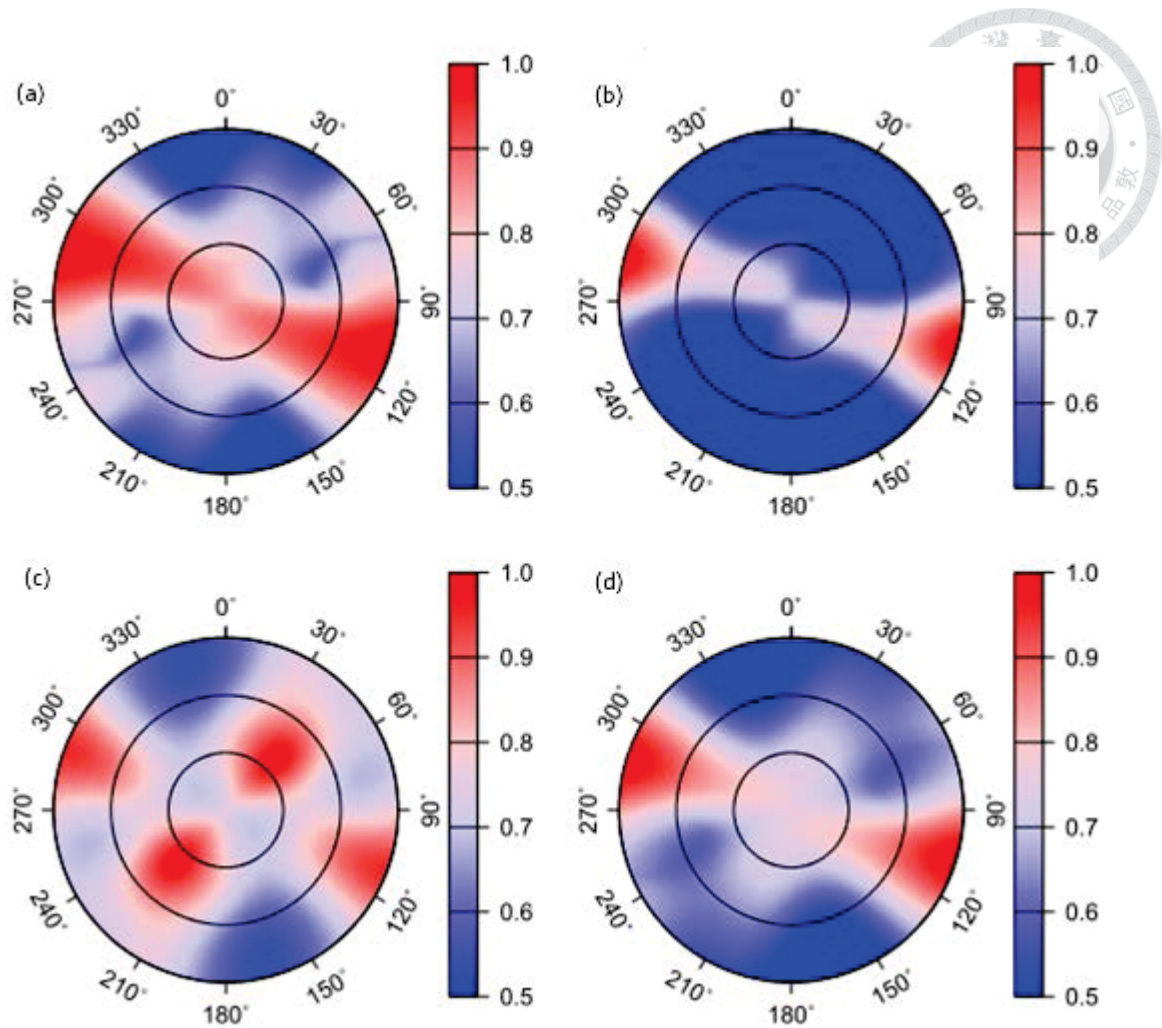


圖 5-3 根據圖 5-2 以簡諧函數模擬測站 H1250 觀測的 Pms 到時得到最佳的諧度 (degree) 為 2，計算在不同初始相位或快軸方向 Sun et al. [2012] 所定義的三個擬合條件的值的變化(a-c)，圖(d)則是三者振幅分別經過正規化之後相加平均的結果。值愈大（紅色）代表所對應的角度愈接近佳的快軸方向，整體顯示在 100° - 120° ， 270° - 300° 之間的振幅較強，和正演波形模擬所得下地殼的非均向性快軸方向近東西向相近。

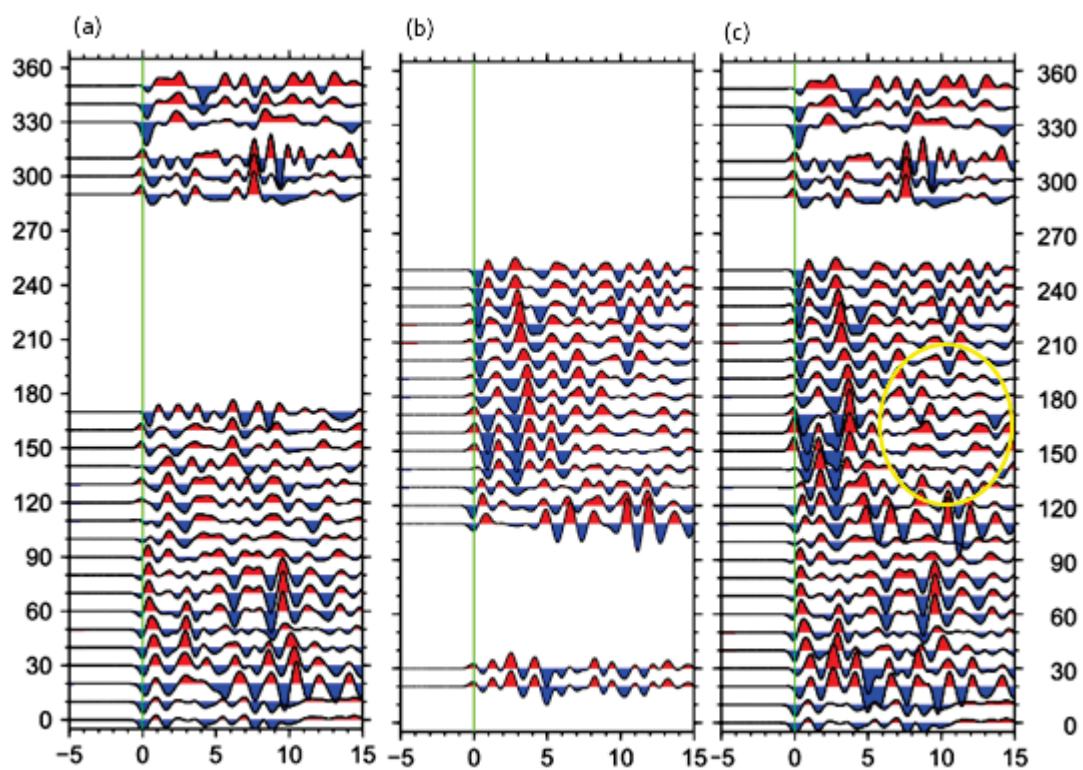


圖 5-4 對測站 H1250 所觀測的接收函數，根據 R 分量修正掉疊加平均後的波形 (a) 和 T 分量的後方位角平移 $+90^\circ$ (b) 之後相加的接收函數(c)，尋找波形振幅節點所在後方位角，其垂直的方向即為對稱快軸的方向 [Schulte-Pelkum and Mahan, 2014]。在 8~9 秒到時範圍可在 180° 附近觀察振幅節點(黃色圓圈)，即快軸方向與之垂直呈東西向

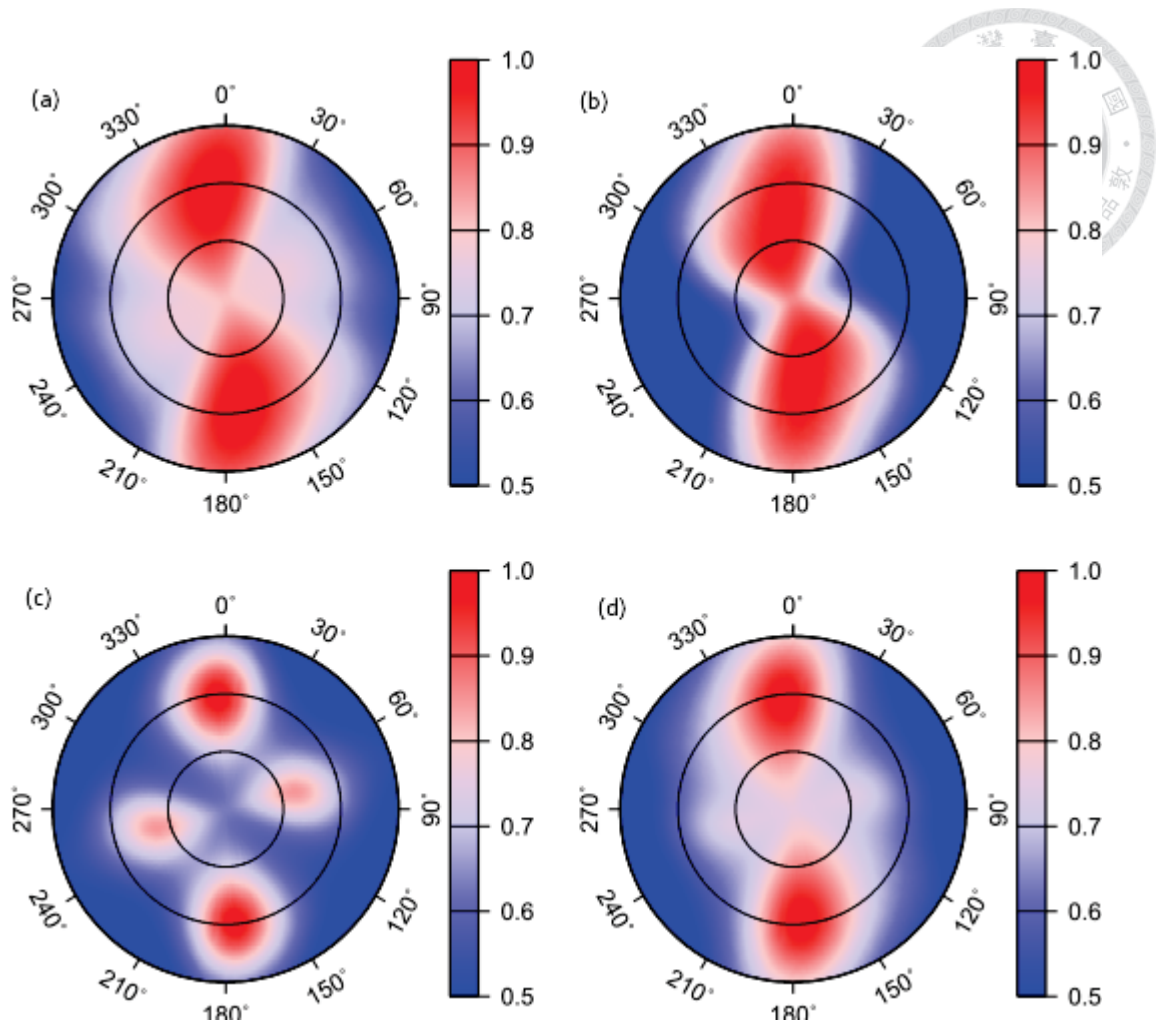


圖 5-5 根據 180° 週期($\text{degree}=2$)簡諧函數模擬測站 H1280 所觀測 Pms 波到時變化並予以修正，然後估算在不同快軸方向時三個 Pms 波擬合條件的值(a-c)以及總和平均的值(d)，圖示說明詳見圖 5-3。顯示在 340° - 360° ， 160° - 180° 之間的振幅較強，但在正演波形模擬所得下地殼的非均向性快軸方向近東西向。

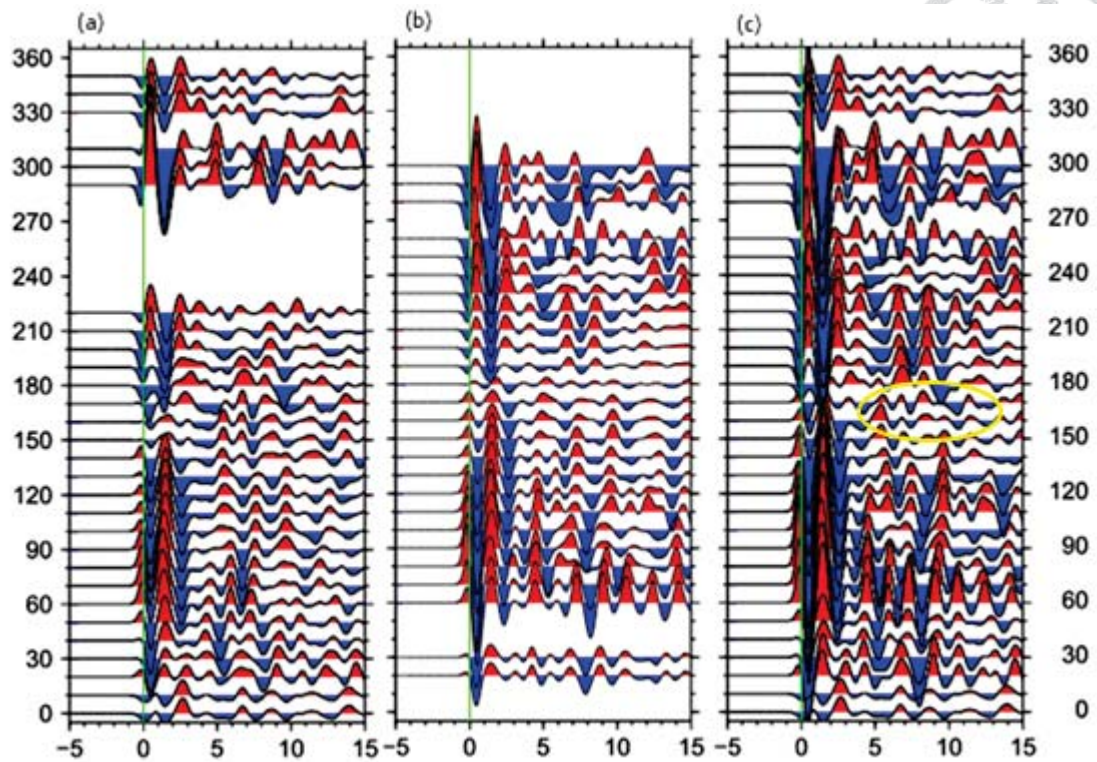


圖 5-6 測站 H1280 所觀測的接收函數經 R 分量修正掉疊加平均的波形後(a)和 T 分量後方位角平移 $+90^\circ$ (b)之後相加的接收函數(c)，圖示說明詳見圖 5-4。在 8~9 秒的時間段可在 180° 附近觀察振幅節點(黃色圓圈所示)，即快軸方向與之垂直呈東西向。這個訊號非常強烈，和正演波形擬合的結果相似，但和節點分析的結果(圖 5-5)不相同。

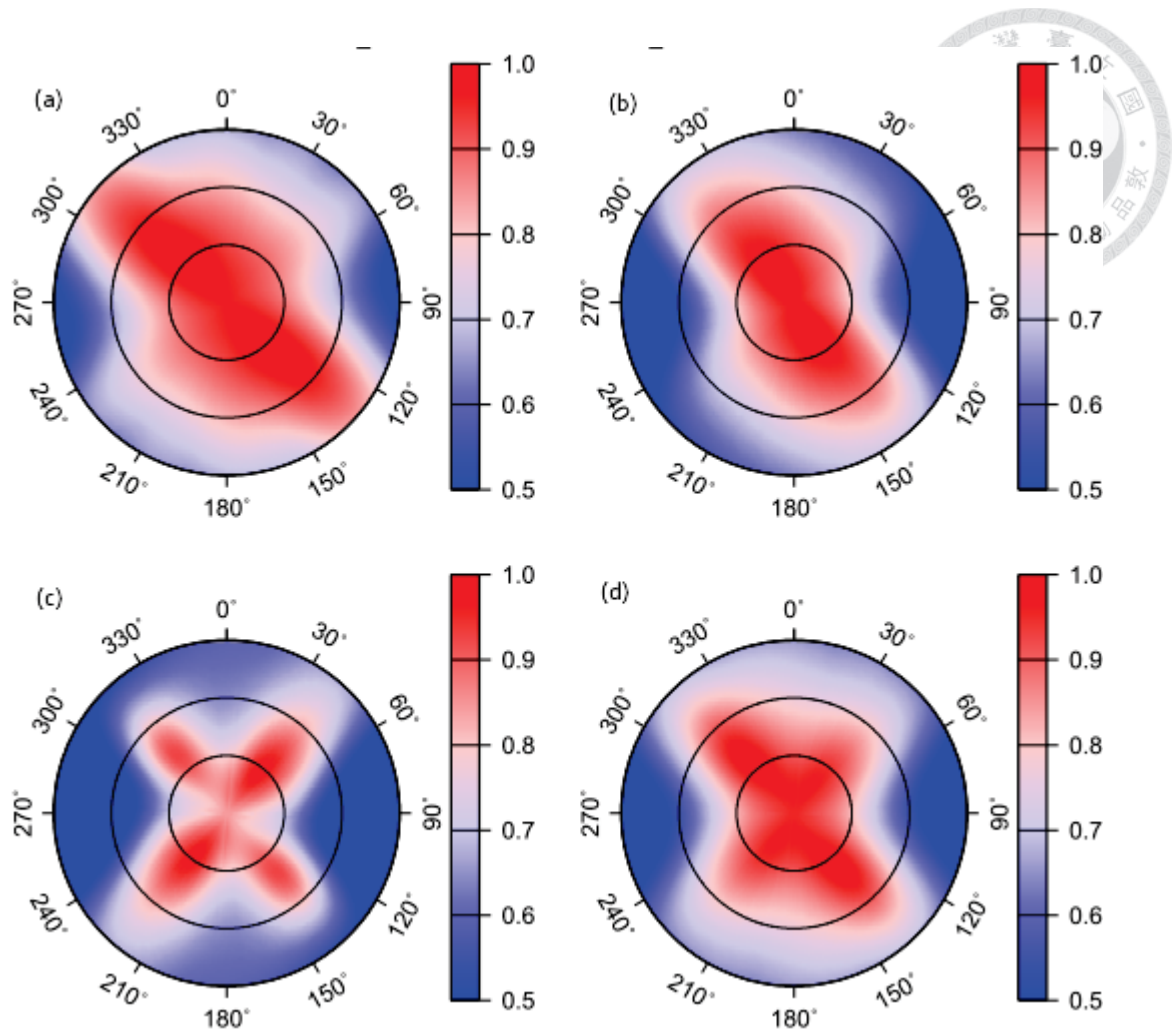


圖 5-7 根據 180° 週期($\text{degree}=2$)簡諧函數模擬測站 H1550 所觀測 Pms 波到時變化並予以修正，然後估算在不同快軸方向時三個 Pms 波擬合條件的值(a-c)以及總和平均的值(d)，圖示說明詳見圖 5-3。其中第三個擬合條件顯示振幅極值出現兩互相垂直的方向，使得綜和三個條件的擬合值在西北-東南向的 300° - 330° (或 120° - 150°)和東北-西南向的 210° - 230° (或 30° - 50°)都出現振幅較強的現象。我們正演的結果快軸呈南北向，介於兩者之間。

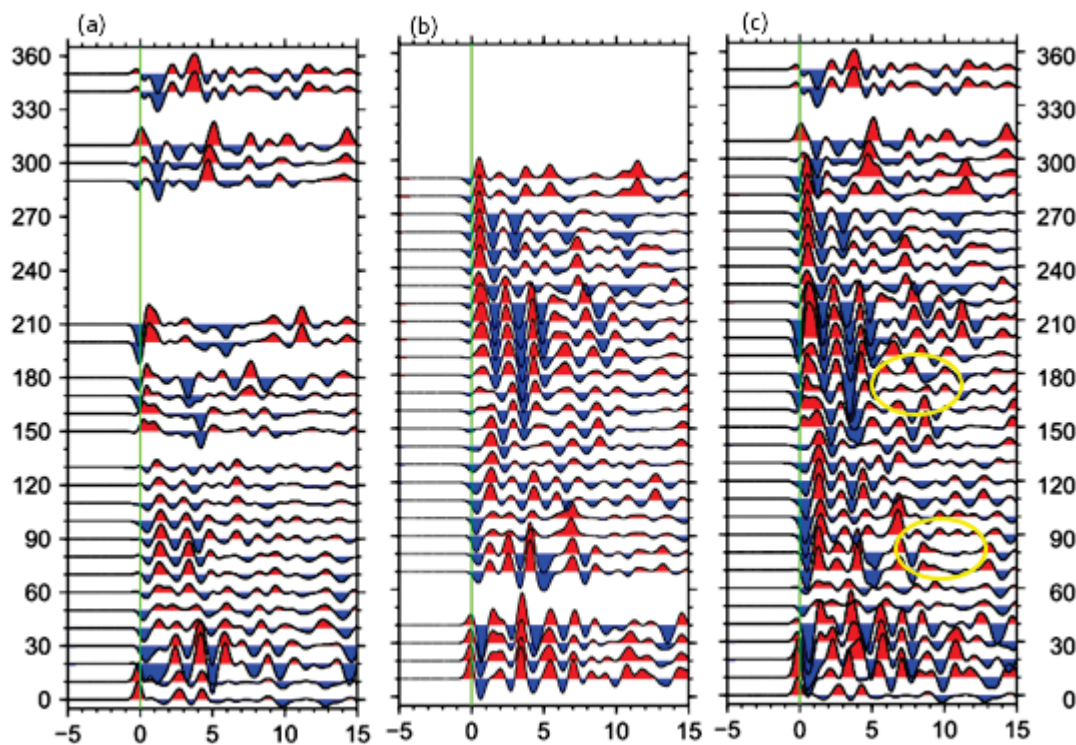


圖 5-8 測站 H1550 所觀測的接收函數經 R 分量修正掉疊加平均的波形後(a)和 T 分量後方位角平移+90°(b)之後相加的接收函數(c)，圖示說明詳見圖 5-4。約 9 s 處的 Pms 到時，在 90°和 180°附近似乎都可觀察到振幅節點(黃色圈所示)，顯示以此方法判斷快軸方向的不確定性。

5.2 正演接收函數模擬方法對速度模型的約束能力

在檢視正演運算過程和結果發現一些數值演算的問題，和設立初始速度模型以及變數空間並無直接關係，但確實會影響在搜索全域變數空間過程中對可能模型的取捨，導致誤差函數陷入區域極小值，以下整理遇到的一些數值演算問題。正演過程中，透過切割時間視窗依序對上中深地殼進行變數空間搜尋，以增強各個深度的擬合成效。在不同的時間視窗的波形模擬當中，若存在一振幅非常大凸顯的訊號，因定義的模型誤差函數是根據波形的退相關係數(decorrelation)，則變數空間會很快收斂到以此訊號為主導的速度模型，而忽略小的振幅變化，這個現象不限於發生在徑向或切向分量的接收函數。

在擬合一個振幅訊號時，同樣地合成的接收函數也可能因為某些後方位角的波形特別明顯有助於主導降低波形的退相關係數的誤差值，因此傾向增強該後方位角波形的模擬振幅，並削減其他波形差異的比重作為擬合的方向。

綜合以上問題，主要是與定義的誤差函數有關。由於波形振幅相對到時對三維速度構造較為敏感，而本研究採用的波線理論與正演模擬接收函數的方法並無法考慮此效應，因此選擇使用對絕對振幅變化較不敏感的退相關係數作為搜尋極小化誤差值的依據，造成在擬合過程中對縮小觀測和合成接收函數波形之間實際振幅的差異並不特別強調。

另外，模擬結果得到的速度模型通常出現幾個現象，包括：(1)鄰近地層的非均向性對稱快軸方向(trend)相差 180° ；(2) 鄰近地層的非均向性對稱快軸方向(trend)相差 90° ；(3)對稱軸傾角(plunge)接近 90° 且非均向強度非常大。以下將對此兩者現象分別說明造成的可能原因。

5.2.1 鄰近地層非均向對稱快軸方向 trend 相差 180°

從正演演算結果發現在鄰近地層解出的 trend 常相差 180° ，從 3.6 節的合成接收函數波形可看出當對稱軸為水平時(plunge= 0°)(參考圖 3-9)，因 R 和 T 分量隨後方位角變化的波形都具 180° 週期，對稱軸方向差 180° 對應到相同的接收函數，因此無法分辨相差 180° 的快軸方向。但若對稱軸非水平傾斜，波形則失去 180° 週期特徵（圖 3-11）。

為了進一步了解相鄰地層傾斜的非均向性對稱軸方向差 180° 的可能原因，以 3-6 節的三層地殼模型為例，圖 5-9 比較測試中下地殼的非均向對稱快軸傾斜 30° 但 trend 差 180° (圖 5-9 上)或 同向(圖 5-9 下)的接收函數，結果發現兩者在 R 和 T 分量因下地殼底部和頂部不連續面轉換的 Ps 波（約到時 7-9 s 的訊號），其振幅極性變化和節點位置非常相似，而來自中地殼頂部不連續面因中地殼的快軸方向差 180° 約 5 s 到達的訊號則開始有所差異，但有些方位角波形和振幅節點出現的位置仍非常相似；最明顯的波形差別則出現在更早 2-3 s 到達的波形。因此若觀察的

後方位角覆蓋的範圍不夠全面時，僅以相鄰兩層不連續面轉換波波形特徵來分辨傾斜快軸方向相差 180° 方向的情形可能是困難的。不過在快軸方向差 180° 時振幅極性發生反轉的節點位置是相同的，也就是鄰近地層的方向性相差約 180° 時，可能只是在擬合振幅變化時，選取相鄰兩層相對約束能力較差對稱軸傾角朝向不同方向的結果。整體而言，接收函數對快軸方向的約束力較傾角為佳。

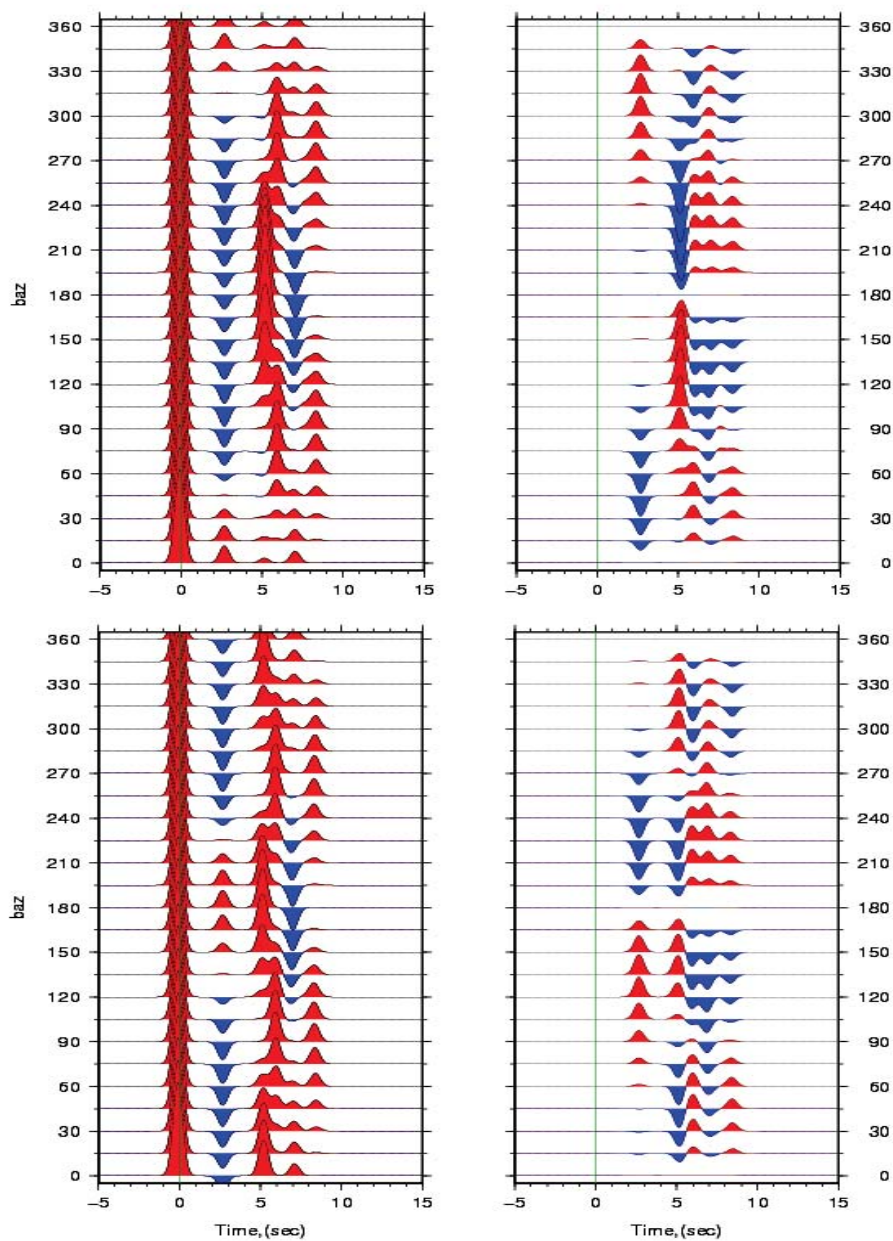


圖 5-9 上下圖分別顯示中下地殼的非均向對稱軸傾斜 30° 但快軸方向差 180° 以及同向的接收函數，圖左右分別為是徑向和切向分量。非均向性強度兩層均設定

為 10%。在切向分量 5 秒到時位置(中下地殼交界)，可明顯看出快軸方向差 180° 的速度模型振幅較大，徑向分量也有相似情況。但振幅節點出現的位置大致相同，如果只透過 Ps 的振幅節點將無法確認傾斜對稱軸快軸方向的差異。而在 2.5 s 附近的 Ps 訊號來自中地殼頂部的不連續面，則可同時在 R 和 T 分量清楚觀察到波形振幅完全不同的特徵，顯示在波形模擬深部地殼構造時，需同時考慮更早到達的訊號。

5.2.2 非均向性對稱軸的傾角接近垂直

正演運算結果發現很多測站在淺部地層的對稱軸傾角都大於 70° ，且非均向性強度都很強大於 10% 以上，但其他深度則較接近水平向。對於對稱軸近垂直時非均向強度傾向變大的原因可能和地層均向速度和厚度之間的消長關係有關。從圖 3-10 中可看出但對稱軸垂直時，T 分量為零且 R 分量呈均向變化，因此當傾角接近 90° 時，trend 不具備任何意義，而增加非均向性強度可視作降低該地層水平方向的均向震波速度，而修正的速度可藉由減小地層的厚度達到相近的 Ps 波到時。因此若觀測的 T 分量較弱且初始地殼模型設定的速度偏快或地層厚度太薄，則模型傾向對稱軸較垂直的非均向特性並以及降低速度使得非均向強度變大。

陳[2014]利用臺灣井下和地表測站所記錄的 S 尾波重建兩測站之間數百公尺之內的經驗格林函數，其中 S 波到時變化顯示存在強度約 10% 的方位角的非均向性的地層。而淺部地殼和中下地殼明顯不同的非均向性質亦暗示成因的差異。淺部地殼的非均向性可能主要與近地表未癒合且高角度的裂隙面有關，若這些裂隙面並未沿特定走向排列，則側向平均之後巨觀呈現的非均向性則是接近垂直對稱軸的速度構造。在西藏高原中部由雷利波 (SV) 和洛夫波 (SH) 相速度分別推求的一維 S 波速度研究顯示水平方向的 SH 波速大於垂直方向 SV 波速[Shapiro et al., 2004; 賴, 2011]，這些較長週期的表面波可能反應的是中下地殼的非均向性，與我們接收函數模擬結果認為下地殼的對稱快軸較接近水平方向一致。



5.3 模型回復能力

雖然利用鄰近搜尋法得到最佳的非均向速度模型，但在先驗設定的有限變數空間也有可能僅是一區域誤差極小值的解。因此，接下來將假設已知的非均向參數建構一維的速度模型，利用 RAYSUM 程式計算地震從不同後方位角入射產生的接收函數。然後以合成接收函數以及鄰近演算法去搜尋分均向對稱軸模型參數，測試是否能找到正確的非均向速度模型。

接下來由測試簡單的模型開始並逐漸將模型複雜化，並討論模型複雜程度會開始影響正演波形模擬的回復能力的情形。測試中各類型的變數範圍如下：非均向性的強度變化範圍在 0-20%、對稱軸方向變化範圍 0° - 360° 、對稱軸傾斜角度變化範圍為 0° - 90° 、剪切波速度變化在 $\pm 5\%$ 內。

5.3.1 單層非均向性介質回復

假設三層地殼模型的中地殼部分具非均向性，且對稱軸方向朝南($\text{trend}=180^{\circ}$)呈水平($\text{plunge}=0^{\circ}$)或向西傾斜 30° (表 5-1 和 5-2)。假設 P 波速度已知，但 S 波速度不確定以及非均向性地層的非均向性參數(非均向性強度、對稱軸方向、對稱軸傾斜角度)未知，透過正演搜尋這些模型參數的最佳解。結果顯示當對稱軸為水平時則無法透過接收函數波形隨後方位角呈現 180° 週期變化分辨 0° 和 180° ，如表 5-1 所示。但若對稱軸傾斜則可正確的回復設定的對稱軸方向和傾角 (表 5-2)。而 S 波的速度以及非均向強度相對對稱軸位態回復情形較差，顯示兩者之間存在消長互相影響的關係。

表 5-1 單層非均向性地層正演回復測試。上表是設定的地殼模型、下表是透過正演運算得到的最佳解。紅字代表正演運算中搜尋的模型變數。欄位從左至右依序是地層厚度、P 波速度、S 波速度、P 波和 S 波的速度非均向性強度、對稱軸方向(trend)、對稱軸傾角(plunge)。

input

Thick (km)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	dVp/Vp (%)	dVs/Vs (%)	Trend (^o)	plunge (^o)
20	6030	3350	-	-	-	-
20	5040	2800	5.0	5.0	180.0	0.0
20	7020	3900	-	-	-	-

output

Thick (km)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	dVp/Vp (%)	dVs/Vs (%)	Trend (^o)	plunge (^o)
20	6030	3350	-	-	-	-
20	5040	2816.6	5.3	5.3	0.7	0.9
20	7020	3900	-	-	-	-

表 5-2 單層非均向性地層正演回復測試。同表 5-1 的回復測試，除了設定的非均向性對稱軸為傾斜非水平。欄位說明請參考表 5-1。

input

Thick (km)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	dVp/Vp (%)	dVs/Vs (%)	Trend (^o)	plunge (^o)
20	6030	3350	-	-	-	-
20	5040	2800	5.0	5.0	180.0	30.0
20	7020	3900	-	-	-	-

output

Thick (km)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	dVp/Vp (%)	dVs/Vs (%)	Trend (^o)	plunge (^o)
20	6030	3350	-	-	-	-
20	5040	2806.1	4.6	4.6	180.0	30.1
20	7020	3900	-	-	-	-

5.3.2 多層非均向性介質回復

考量到二層以上的非均向性速度構造產生的 Ps 波可能相互干擾，導致正演過程中降低非均向性參數解的解析能力，以下進行兩層非均向速度模型的測試。表 5-3 至 5-5 分別代表兩層的對稱軸皆為水平但方向互為平行、垂直以及夾 45° 的情況來討論。結果顯示兩層的對稱軸方向在各個情況幾乎都可以準確回復，但非均向性地層的剪切波速度則傾向被低估，而非均向的強度則被高估，尤其是當兩層的快軸方向相互垂直的情形最為明顯。這與單層的測試結果一樣證實兩者存在消長的關係。

為了測試更為複雜的構造，假設存在三層相鄰的地層具非均向性，其中底下兩層的傾斜對稱軸位態相同，但上層地層對稱軸方向和傾角與其它兩層不同(表 5-6 和 5-7)。在正演模擬時進行兩種不同測試: (1) 其它均向地層只有剪切波速度變數參與搜尋(表 5-6、圖 5-10)；(2) 所有地層都進行所有模型變數空間搜尋(表 5-7、圖 5-11)。結果顯示在測試 (2) 的情況，非均向地層的對稱軸參數回復受到較大的影響，而對稱軸傾角相較方向的回復能力較差。淺層的非均向性會影響深層的轉型波相，較早到達的轉換波可提供約束深層速度構造的資訊，但同時也受到淺層構造的影響。另外，以波形相關係數作為觀測和模型預測資料之間的擬合標準，容易忽略在某些特定後方位角振幅較小的波形，而這些訊號反而是能提供分辨相鄰地層非均向性性質的重要關鍵。同時要是實際觀測資料上缺少在這些有限後方位角範圍的資訊，將使得要透過正演波形模擬找到真正非均向構造更為困難。

表 5-3 兩層非均向性速度模型回復能力測試。其非均向性對稱快軸呈水平且方向平行。

input

Thick (km)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	dVp/Vp (%)	dVs/Vs (%)	Trend (°)	plunge (°)
10	6030	3350	-	-	-	-
10	5760	3200	-	-	-	-
10	5040	2800	5.0	5.0	180.0	0.0
10	6120	3400	5.0	5.0	180.0	0.0
10	7020	3900	-	-	-	-
10	7380	4100	-	-	-	-

output

Thick (km)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	dVp/Vp (%)	dVs/Vs (%)	Trend (°)	plunge (°)
10	6030	3350	-	-	-	-
10	5760	3200	-	-	-	-
10	5040	2783.9	7.2	7.2	179.5	2.1
10	6120	3385.3	6.3	6.3	176.4	0.0
10	7020	3900	-	-	-	-
10	7380	4100	-	-	-	-

表 5-4 兩層非均向性速度模型回復能力測試。其非均向性對稱快軸呈水平但方向相互垂直。

input

Thick (km)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	dVp/Vp (%)	dVs/Vs (%)	Trend (°)	plunge (°)
10	6030	3350	-	-	-	-
10	5760	3200	-	-	-	-
10	5040	2800	5.0	5.0	90.0	0.0
10	6120	3400	5.0	5.0	180.0	0.0
10	7020	3900	-	-	-	-
10	7380	4100	-	-	-	-

output

Thick (km)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	dVp/Vp (%)	dVs/Vs (%)	Trend (°)	plunge (°)
10	6030	3350	-	-	-	-
10	5760	3200	-	-	-	-
10	5040	2793.7	8.4	8.4	86.2	2.0
10	6120	3343.7	7.9	7.9	175.5	3.4
10	7020	3900	-	-	-	-
10	7380	4100	-	-	-	-

表 5-5 兩層非均向性速度模型回復能力測試。其非均向性對稱快軸呈水平但方向夾 45° 。

input

Thick (km)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	dVp/Vp (%)	dVs/Vs (%)	Trend ($^\circ$)	plunge ($^\circ$)
10	6030	3350	-	-	-	-
10	5760	3200	-	-	-	-
10	5040	2800	5.0	5.0	45.0	0.0
10	6120	3400	5.0	5.0	90.0	0.0
10	7020	3900	-	-	-	-
10	7380	4100	-	-	-	-

output

Thick (km)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	dVp/Vp (%)	dVs/Vs (%)	Trend ($^\circ$)	plunge ($^\circ$)
10	6030	3350	-	-	-	-
10	5760	3200	-	-	-	-
10	5040	2813.7	6.3	6.3	44.7	7.6
10	6120	3354.5	5.7	5.7	89.6	4.9
10	7020	3900	-	-	-	-
10	7380	4100	-	-	-	-

表 5-6 三層非均向性回復能力測試。同時增加均向地層的剪切波速度變化。

Input

Thick (km)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	dVp/Vp (%)	dVs/Vs (%)	Trend (°)	plunge (°)
10	6030	3350	-	-	-	-
10	5760	3200	-	-	-	-
10	5040	2800	5.0	5.0	90.0	60.0
10	6120	3400	5.0	5.0	180.0	30.0
10	7020	3900	5.0	5.0	180.0	30.0
10	7380	4100	-	-	-	-

output

Thick (km)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	dVp/Vp (%)	dVs/Vs (%)	Trend (°)	plunge (°)
10	6030	3361.5	-	-	-	-
10	5760	3235.2	-	-	-	-
10	5040	2803.9	4.1	4.1	74.8	54.3
10	6120	3484.8	2.5	2.5	177.4	38.6
10	7020	3868.0	3.0	3.0	172.2	22.9
10	7380	4091.4	-	-	-	-

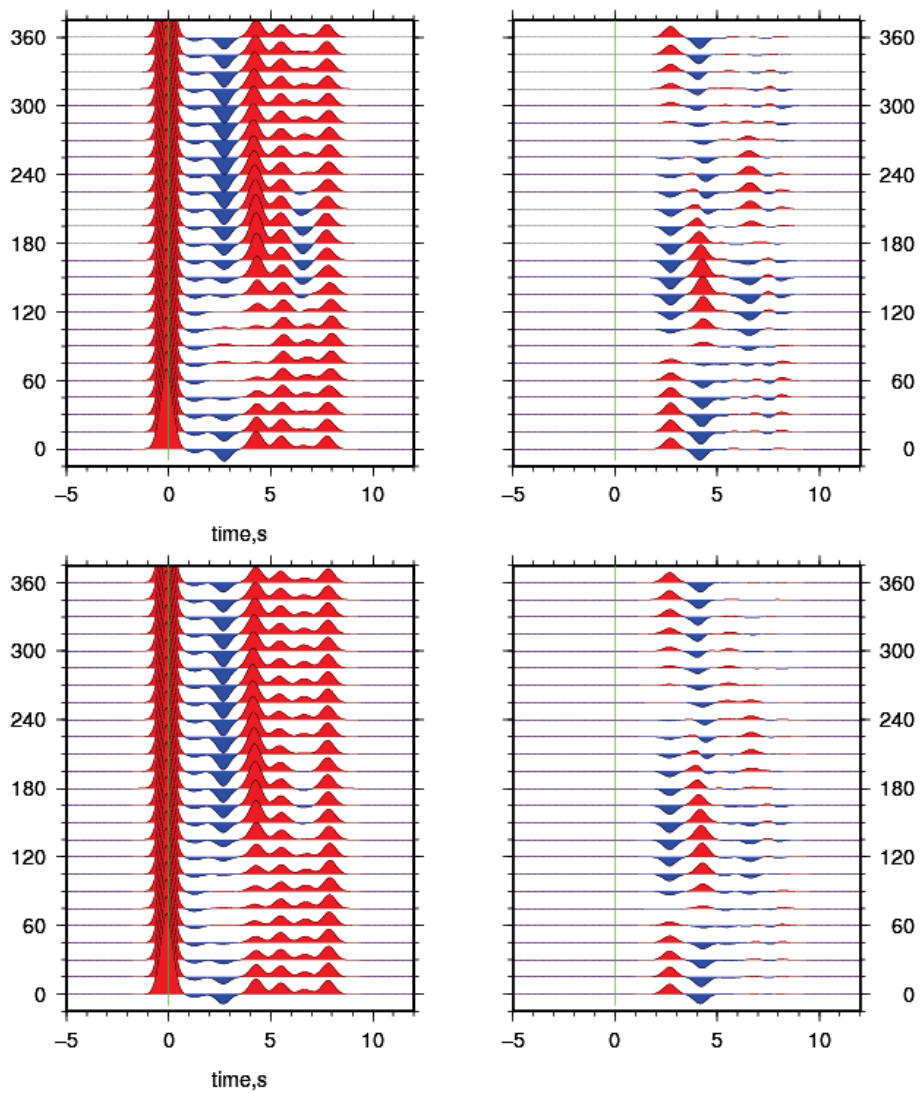


圖 5-10 比較多層非均向速度模型所合成的接收函數（上圖）與透過正演搜尋模擬波形方法回復的模型所預測的接收函數（下圖），參考表 5-6 得知詳細設定的模型變數以及求得的最佳模型解。波形擬合較差的地方位在徑向分量後方位角 135° - 225° 間，到時約 6.5 s 處振幅極性為負的訊號，因振幅相對其它極性為正的的波形較小，在計算波形擬合程度以觀測和模型預測接收函數的相關係數為標準時，容易被忽略。

表 5-7 多層非均向性回復測試，所有地層作非均向性參數和剪切波速度變化。

input

Thick (km)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	dVp/Vp (%)	dVs/Vs (%)	Trend (^o)	plunge (^o)
10	6030	3350	-	-	-	-
10	5760	3200	-	-	-	-
10	5040	2800	5.0	5.0	90.0	30.0
10	6120	3400	5.0	5.0	180.0	60.0
10	7020	3900	5.0	5.0	180.0	60.0
10	7380	4100	-	-	-	-

output

Thick (km)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	dVp/Vp (%)	dVs/Vs (%)	Trend (^o)	plunge (^o)
10	6030	3216.7	2.5	2.5	141.8	19.6
10	5760	3199.0	0.8	0.8	107.8	38.1
10	5040	2866.0	6.1	6.1	85.9	63.0
10	6120	3405.9	2.9	2.9	19.3	1.8
10	7020	3960.7	1.2	1.2	165.3	40.1
10	7380	4087.3	1.3	1.3	1.5	7.9

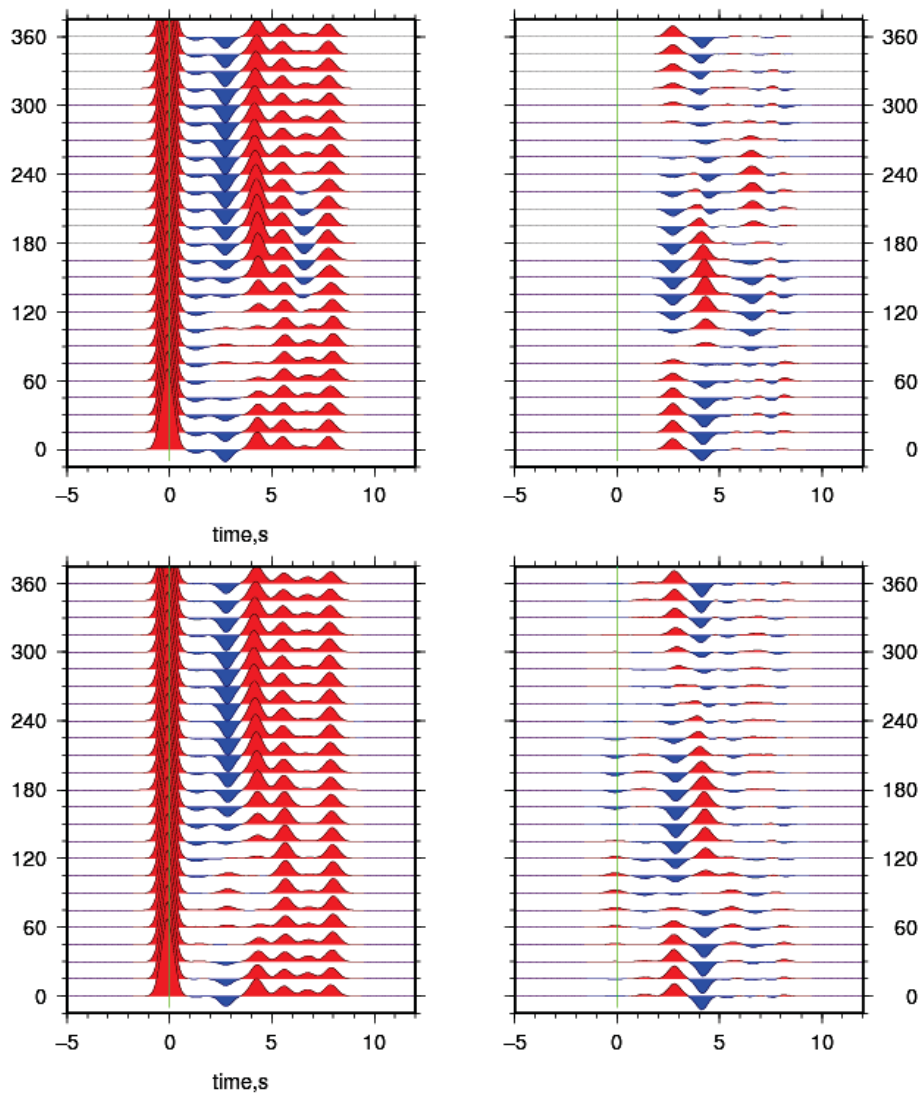


圖 5-11 比較多層非均向速度模型所合成的接收函數（上圖）與透過正演搜尋模擬波形方法回復的模型所預測的接收函數（下圖），參考表 5-7 得知詳細設定的模型變數以及求得的最佳模型解。波形擬合較差的地方位同樣位在徑向分量後方位角 135° - 225° 間、到時約 6.5 s 處振幅極性為負的訊號。另外在 T 分量上，回復模型同樣的大致都能擬合非均向地層產生 2-5 s 間的主要訊號的波形，但同時在原本沒有能量的時間段出現微弱的能量，主要是回復模型在原本均向地層亦解出非真實微弱的非均向性。

5.4 地殼非均向性特徵

為方便討論 Hi-CLIMB 測站底下地殼主要的非均向特性以及與其它相關研究結果比較，我們根據深度大致將地殼分成上(0-20 公里)、中(20-50 公里)和下(50 公里-莫荷面)地殼三個區間，將位在每個區間內各層求得的快軸方向平均得到該深度範圍的特徵快軸方向。圖 5-12 至 5-14 分別為上、中和下地殼快軸方向沿南北測站陣列的變化。

上地殼的快軸方向主要以南北和東西兩個方向為主，且大多數的快軸傾角 近垂直，而非均向性的強度達到 10%以上。由圖 5-12 可看出在 IYS 和 BNS 附近的測站，快軸方向非常一致性的平行東西向的縫合帶走向，暗示在拉薩和羌塘地塊內部的測站通常快軸方向較為雜亂，偏南北或東西向皆有。從西藏高原地表斷層的分佈情形來看，在地塊內部同時有以南北走向為主的正斷層和東西走向為主的走向滑移斷層，這可能是造成這些地區淺層地殼非均向性呈現互相垂直的快軸方向。

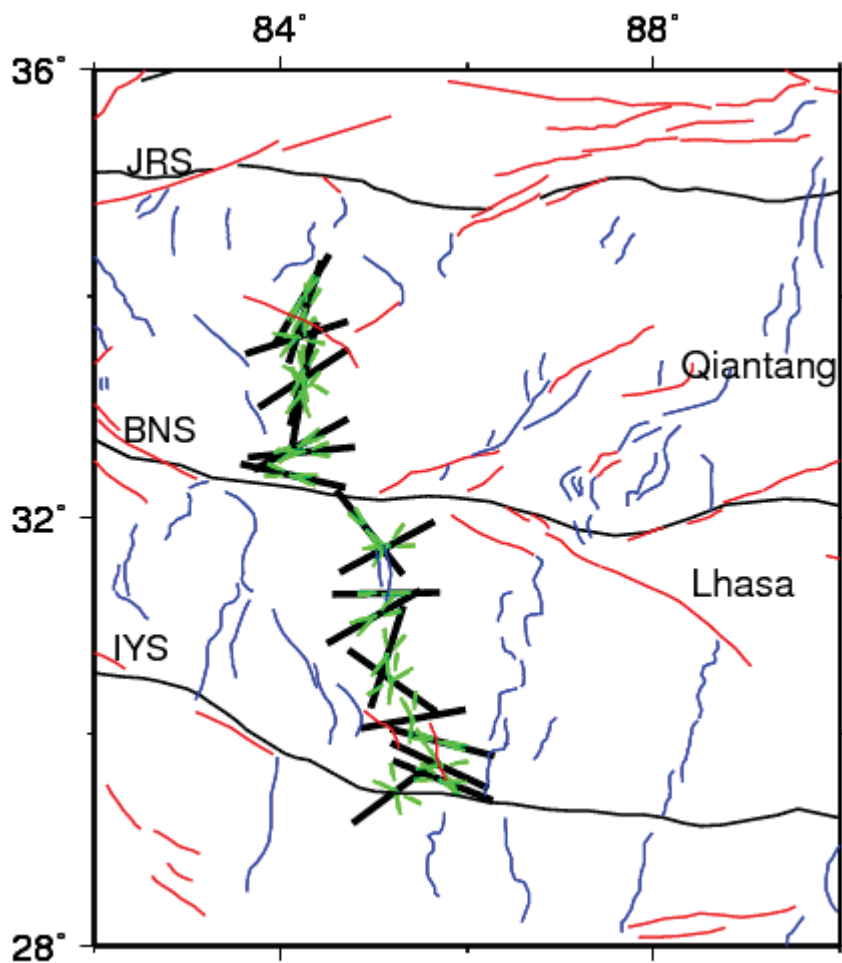


圖 5-12 以 0-20 公里深度範圍內地層所求得的快軸方向(粗黑線)。兩條綠色代表快軸方向平均的標準差。黑細線表示縫合帶，藍線為正斷層、紅線是走向滑移斷層。

多數測站底下於中地殼深度約 25-35 公里處出現一層低速層且具有較強的非均向性(約 10%)，在對應時間段的接收函數資料亦可觀察到較大 T 分量的振幅；而 40-50 公里間的非均向性強度相對較弱。這層的非均向性快軸方向變化較大，從 IYS 附近測站為西北—東南向到拉薩地塊中北段逐漸轉成 NNE-SSW 再到近東西向(圖 5-13)。過了 BNS 位於羌塘地塊南端的測站快軸方向較為複雜，從西北到東北向皆有。再更北羌塘地塊中部的測站則以東西方向為主。由於在這個深度斷層裂隙受到岩壓已呈閉合狀態 [Folsom and Zandt, 2004]，造成速度非均向性的成因與淺部

地殼不同。*Wang et al.* [2011] 指出 Hi-CLIMB 測站下方約二十公里深處存在一層低速帶，*梁*[2013]透過接收函數逆推均向的地殼速度構造指出這層低速帶約十公里厚，和本研究在 25-35 公里解出一層非均向性較強的低速層基本相符。考量到是一層具有很強非均向性且泊生比高、S 波速度慢的構造，推斷產生中地殼速度非均向性的原因可能和流體或熔融物質的流動有關。

Nelson et al. [1996] 使用地球物理及地質資訊指出拉薩地塊的中部地殼曾有一部分熔融作用發生，這推論受到大地電磁法探測到低電阻層 [*Wei et al.*, 2001; *Unsworth et al.*, 2005]和廣角反射震測剖面結果發現低速層 [*Zhang et al.*, 2001]等觀察證據所支持。*Ozacar and Zandt* [2004] 利用位於 Hi-CLIMB 東側同樣呈南北向的 INDEPTH III 測站陣列所觀測到的接收函數，分析測站底下的地殼非均向性亦得出相似的結果，並解釋西藏地區中地殼的非均向性是因為在此深度範圍內存在一層岩石強度較弱且低黏滯性的地殼物質沿水平南北向流動，其中含有片狀葉理具非均向性的雲母礦物沿流動方向優選排列而造成該中地殼地層整體呈現彈性非均向性的特性。*Clark and Royden* [2000]認為這個低速層並非南北延伸連續分佈在整個西藏中地殼，而是由幾個間斷不相連的低速構造所組成，其中一個明顯低速帶間斷的位置出現在 BNS 附近。*Xu et al.* [2012]使用三個不同時期所架設的所有 Hi-CLIMB 測站記錄，涵蓋範圍包括西藏更南邊的喜馬拉雅造山帶，以疊加的徑向接收函數逆推測站底下的一維均向的 S 波速度模型，同樣發現中地殼的低速層，該地層的深度範圍、厚度以及速度降低程度在各測站所觀察到都不太相同。*Hacker et al.* [2000] 研究西藏地區的捕獲岩(xenoliths)的地化特性，認為部分夾雜在沉積岩內的捕獲岩可能是從深度 30~50 公里處噴發而來，暗示西藏中地殼部分可能曾經發生過部分熔融的現象或是具備特殊的溫壓物理條件使得在該深度範圍內易產生部分熔融，不過受限於捕獲岩採樣的分佈並無法解答整個中地殼內是否存在大範圍的熔融物質的疑問。

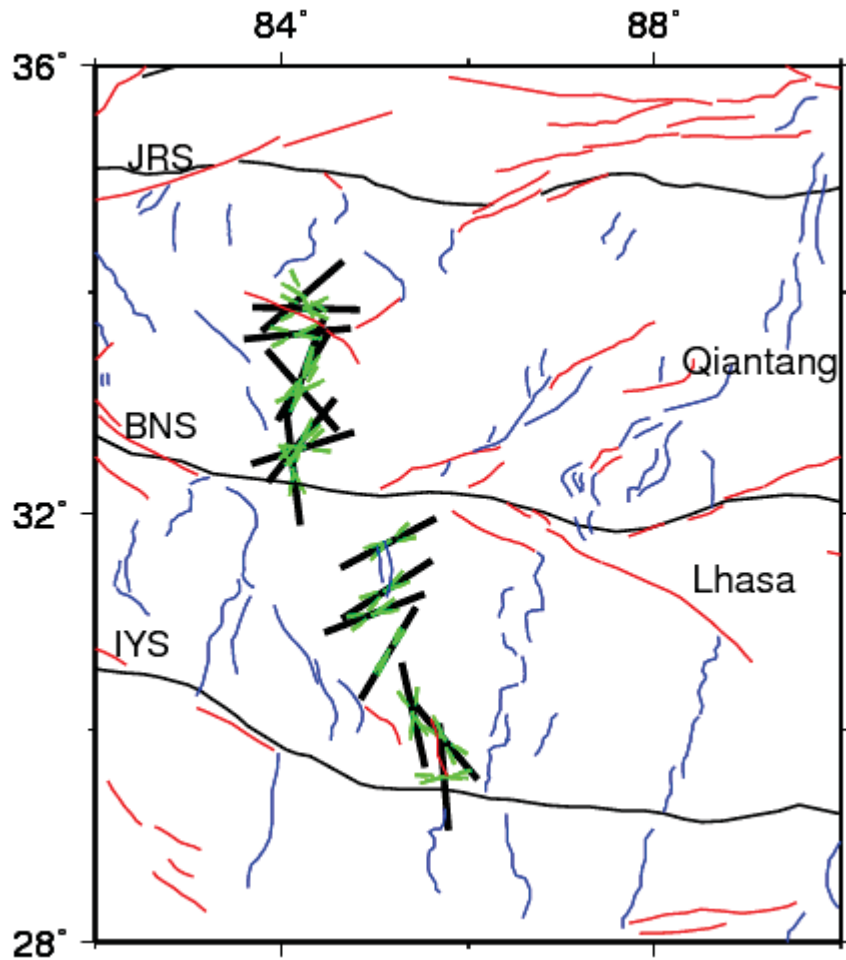
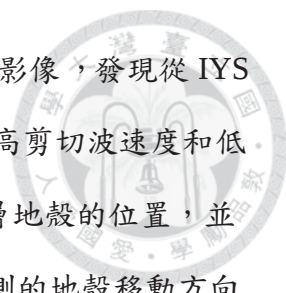


圖 5-13 以 20-50 公里深度範圍內地層所求得平均非均向性方向，兩條綠色代表快軸方向平均的標準差。圖示同圖 5-12

由於下地殼速度不連續面產生的轉換波振幅較混亂，而且這些因非均向構造所引起的訊號同時受到淺層速度影響，因此下地殼波形擬合的狀況，尤其是 T 分量的部分相對其它地殼部分較差，造成所求得的下地殼速度模型相對可能誤差較大(圖 5-14)。根據 >50 公里深的所有地層解出的快軸方向平均之後的結果可看出大部分的測站呈北北東-南南西或東北-西南走向，除了位在拉薩地塊中部的兩個相近測站為東西向；而拉薩地塊測站解出的下地殼非均向強度較羌塘地塊來得大。許多西藏中部地區地殼速度構造研究指出，在拉薩地塊南端底下的莫荷面之上有一層明顯的速度不連續面，認為是向北隱沒的印度地殼[Kind et al., 2002; Tseng et al., 2009; Nábelek et al., 2009]。Wittlinger et al.[2009] 利用同反轉點疊加



(Common-Conversion-Point Stacking)接收函數得到地殼不連續面影像，發現從 IYS 以北、南北水平距離 20-150 公里地區底下的莫荷面上方有一層高剪切波速度和低泊生比的岩層，其地理位置符合目前認為向北俯衝印度板塊上層地殼的位置，並且由岩石特性推測是由榴輝岩(eclogite)所組成。從地表 GPS 量測的地殼移動方向和變形速率，暗示印度板塊仍然持續向北擠壓隱沒[Bettinelli et al., 2006]，其地殼榴輝岩中的礦物受到特定方向剪應力作用下，其晶格的對稱軸沿平行該應力方向呈現優選排列，進而產生震波速度的非均向性性質。Ábalos et al [2011]的實驗分析指出榴輝岩具葉理的礦物規則排列所造成的非均向性強度約 3.5%。而本研究由波形模擬所得出莫荷面上方的非均向性強度約 8%-12%，相對偏高。造成兩者差別可能是因為我們採用的波形擬合條件是根據波形的相似度，非真正的波形振幅差異，使得在搜尋最佳解時傾向以較強的非均向性去擬合振幅較大的波形訊號。另外從 5-3 節的模型回復測試結果得知非均向強度和地層均向速度彼此相互影響程度很大，使得對非均向強度的約束能力較差，可能也是造成我們高估下地殼非均向強度的原因。

綜合以上討論，本研究利用正演接收函數模擬方法解出較可信的非均向速度模型，發現中下地殼出現較強的非均向性地層通常和低速構造是並存的。西藏高原地殼中下地殼的非均向性強度無法單純以礦物晶格優選排列來解釋，可能同時存在發生部分熔融的地殼塑性流[Ozacar et al., 2004 ; Sherrington et al., 2004 ; Shapiro et al., 2004]。這些熔融物質受到水平剪切作用亦呈優選排列，也會造成震波速度的非均向性。而這些低速層因本身具低黏滯性和力學強度較弱的流變(rheology)性質，可將淺部地殼的應力和變形與上地幔對流的剪切應力作用完全脫鉤。因此由遠震 SKS 剪力波分離所觀測到東西向為主的快軸方向 [Chen et al., 2011]，主要反映上地幔的應變狀態與現今地表地殼運動方向並不一致。

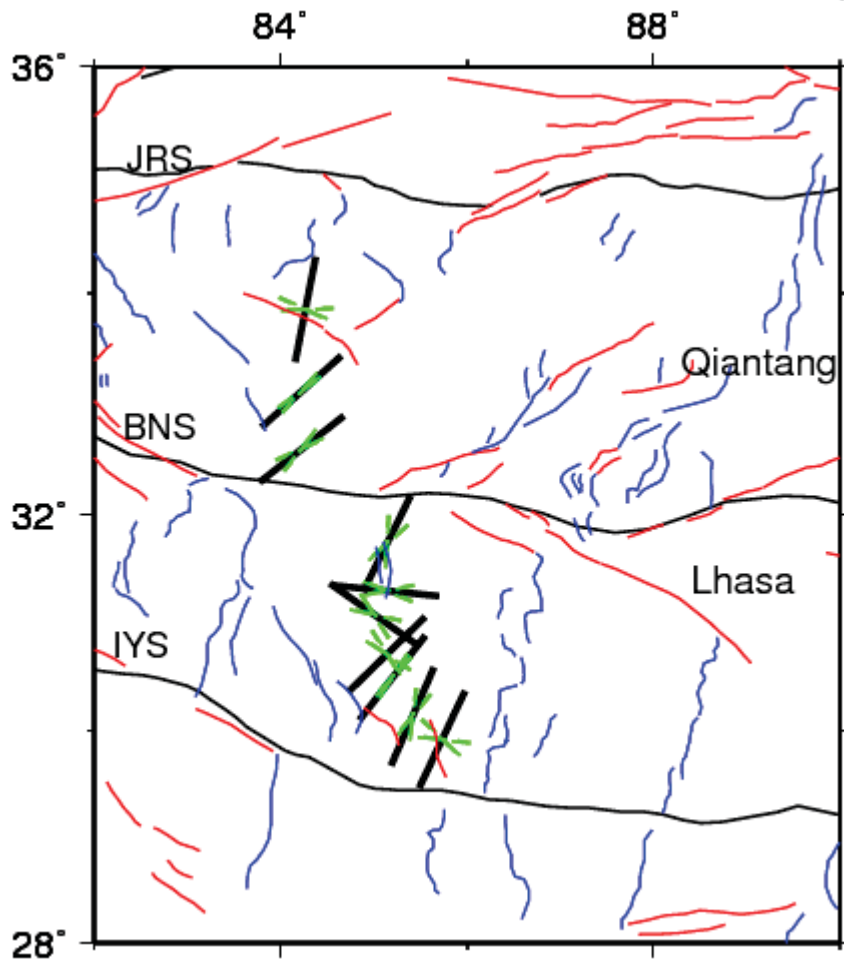
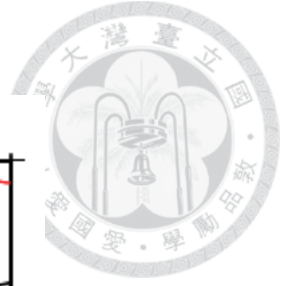


圖 5-14 以 50 公里至莫荷面深度範圍內地層所求得的快軸方向。粗黑線表示快軸方向，兩條綠色代表快軸方向平均的標準差，圖示同 5-12

第6章

結論



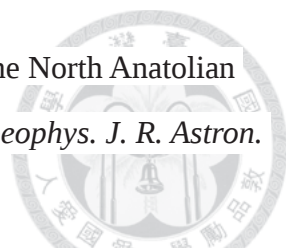
本研究藉由正演法大量建構非均向速度模型，並比較預測接收函數和觀測資料間的差異來找到全域模型中的最佳解。正演結果顯示：

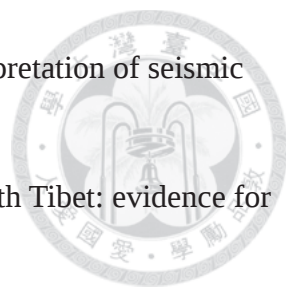
1. Hi-CLIMB 測站下方近地表地層(< 10km)都顯示極強的非均向性(> 10%)，且對稱快軸近垂直向的傾角大於 70° 近垂直向。靠近縫合帶測站底下的淺部地殼其對稱軸大致呈東西向，但位處於地塊內部的測站則顯示較為雜亂不規則的方向。綜合以上兩點，可能暗示西藏淺部地殼的非均向性和近地表地層中地塊間東西走向的縫合帶構造以及地塊內部普遍存在的東西走向平移斷層和南北走向的正斷層的整體巨觀呈現非特定方向排列的裂隙相關。
2. 多數測站下方於中地殼深度約 25-35 公里處出現了一層較強的非均向性地層(約 10%)，而前人利用接收函數對此區域均向的地殼剪力波速度研究結果則認為在此深度範圍有一明顯的低速帶[Wang et al., 2011; Xu et al., 2012; 梁, 2012]。因此根據這兩個明顯的速度構造特徵推斷在中地殼速度非均向性的原因可能和塑性流造成中地殼組成物質中非均向的雲母礦物沿特定方向排列或發生部分熔融的物質呈特定幾何排列相關。
3. 受限於設定的變數空間複雜度，我們在下地殼(> 6s)中切向分量的波形擬合並不是太理想，其原因可能為徑向分量中有一個較強的轉換波相(Pms)，此波相在正演過程中將會主導擬合的方向；另外在前兩個階段對較早到達的接收函數波形進行模擬已大致決定上中地殼的非均向速度構造，但於下地殼不連續構造轉換較晚到的接收函數波形到時振幅變化亦同時受淺層的地殼速度影響，在固定的前提之下，使得模擬下地殼速度構造的變化自由度下降。

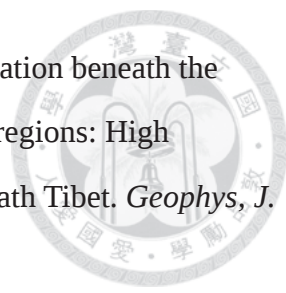
參考文獻

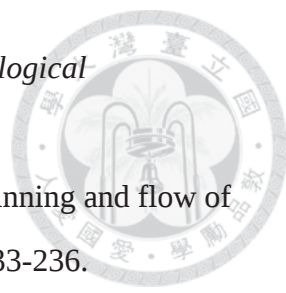


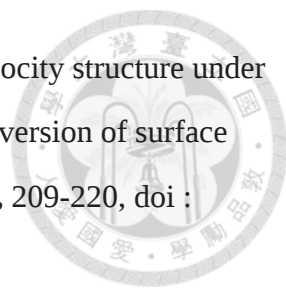
- Aki, K., and K. Kaminuma (1963), Phase velocity of Love waves in Japan (part 1): Love waves from the Aleutian Shock of March 1957. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **41**, 243-259.
- Allégre, C., and D. L. Turcotte (1986), Implications of a two-component marble-cake mantle. *Nature*, **323**, 123-127.
- Ammon, C. J. (1991), The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 2504-2510.
- Anderson, D. L. (1961), Elastic wave propagation in layered anisotropic media. *J. Geophys. Res.*, **66**, 2953-2963.
- Ando, M. (1984), ScS polarization anisotropy around the Pacific Ocean. *Jour. Physics Earth*, **32**, 179-196.
- Burdick, L. J., Helmberger, D. V. (1974), Time function appropriate for deep earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.* **64**, 1419-1428.
- Cassidy, J. F. (1992), Numerical experiments in broadband receiver function analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 1453-1474.
- Cassidy, J. F., M. G. Bostock (1996), Shear-wave splitting above the subducting Juan de Fuca plate. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 941-944.
- Chen, W. P., Martin M., Tseng, T. T., Nowack R.. L., Hung, S. H., Huang, B. S. (2010), Shear-wave birefringence and current configuration of converging lithosphere under Tibet. *Earth planet. Sci. Lett.*, **295**(1-2), 297-304.
- Chen, W. P., and S. Özalaybey (1998), Correlation between seismic anisotropy and Bouguer gravity anomalies in Tibet and its implications for lithospheric structures. *Geophys. J. Int.*, **135**, 93-101.
- Clark, M.K., and Royden, L.H., 2000, Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow: *Geology*, **28**, 703-706.
- Crampin, S. (1984), An introduction to wave propagation in anisotropic media. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **76**, 17-28.

- 
- Crampin, S., and D. C. Booth (1985), Shear-wave polarizations near the North Anatolian Fault, II, Interpretation in terms of crack-induced anisotropy. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **83**, 75-92.
- Crampin, S.(1987), Geological and industrial implications of extensive-dilatancy anisotropy. *Nature*, **328**, 491-496.
- Crampin, S. (1994), The fracture criticality of crustal rocks. *Geophys. J. Int.*, **118**, 428-438.
- Daines M. J., Kohlstedt D. L. (1997), Influence of deformation on melt topology in peridotites. *J. Geophys Res*, **102** , 10257—10271.
- Eckhardt, C. and Rabbel, W. (2011), P-receiver functions of anisotropic continental crust: a hierarchic catalogue of crustal models and azimuthal waveforms patterns. *Geophys J. Int*, **187**, 439-479.
- Frederiksen, A. W. and Bostock, M. G. (2000), Modelling teleseismic waves in dipping anisotropy structure. *Geophys. J. Int*, **141** , 401-412.
- Frederiksen, A. W., Folsom, H., Zandt, G.(2003), Neighbourhood inversion of teleseismic Ps conversions for anisotropy and layer dip. *Geophys. J. Int*, **155**, 200-212.
- Hacker, B., Gnos, E., et al. (2000), Hot and dry deep crustal xenoliths from Tibet. *Science*, **287**, 2463–2466.
- Hess, H. (1964), Seismic anisotropy of the uppermost mantle under the oceans. *Nature*, **203**, 629-631.
- Huang, B. S., Huang, W. G., Liang, W. T., Rau, R. J. and N. Hirata. (2006), Anisotropy beneath an active collision orogen of Taiwan: Results from across islands array observations. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L24302, doi:10.1029/2006GL027844.
- Huang, W., et al. (2000), Seismic polarization anisotropy beneath the central Tibetan Plateau. *J. Geophys. Res.*, **105**, 27,979-27,989.
- Kaneshima, S. (1990), Origin of crustal anisotropy: shear wave splitting studies in Japan. *J. Geophys. Res.*, **95**, 11,121-11,133.
- Kendall, J. M. (1994), Teleseismic arrivals at a mid-ocean ridge: effects of mantle and anisotropy. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 301-304.

- 
- Kern, H. (1990), Laboratory seismic measurement: An aid in the interpretation of seismic field data. *Terra Nova*, **2**, 617-628.
- Kind, R. et al. (2002) Seismic images of crust and upper mantle beneath Tibet: evidence for Eurasian plate subduction. *Science* , **298**, 1219-1221.
- Kumazawa, M. and Anderson, o, L.(1969), Elastic moduli, pressure derivatives, and temperature derivatives of single-crystal olivine and single-crystal forsterite. *J. Geophys. Res.* **74**, 5961-5972.
- Liu, H., Niu, F. (2012), Estimating crustal seismic anisotropy with a joint analysis of radial and transverse receiver function data. *Geophys. J. Int.* **188**, 144–164, <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05249.x>.
- Levin, V. and J. Park(1997), P-SH conversions in a flat-layered medium with anisotropy of arbitrary orientation. *Geophys. J. Int.* **131**, 253-266.
- Ligorria, J. P. and C. J. Ammon (1999), Iterative deconvolution and receiver-function estimation. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 1395-1400
- McNamara, D. E., and T. J. Owens (1993), Azimuthal shear wave velocity anisotropy in the Basin and Range Province using Moho Ps converted phases. *J. Geophys. Res.*, **98**, 12,003-12,017.
- McNamara, D., T. Owens, P. Silver, and F. Wu. (1994), Shear wave anisotropy beneath the Tibetan Plateau. *J. Geophys. Res.*, **99**, 13655-13665.
- McNamara, D., T. Owens, and W. Walter (1995), Observations of regional phase propagation across the Tibetan Plateau. *J. Geophys. Res.*, **100**, 22,215-22,229.
- McNamara, D., W. Walter, T. Owens, and C. Ammon (1997), Upper mantle structure beneath the Tibetan Plateau from Pn travel time tomography. *J. Geophys. Res.*, **102**, 493-505.
- Nàbelek, J., Hetényi, G., et al.(2009), Underplating in the Himalaya—Tibet collision zone revealed by the Hi-CLIMB experiment. *Science*, **325**, 1371—1374.
- Nelson, K. D. et al.(1996), Partially molten middle crust beneath southern Tibet: synthesis of project INDEPTH results, *Science*, **274**, 1684-1688.

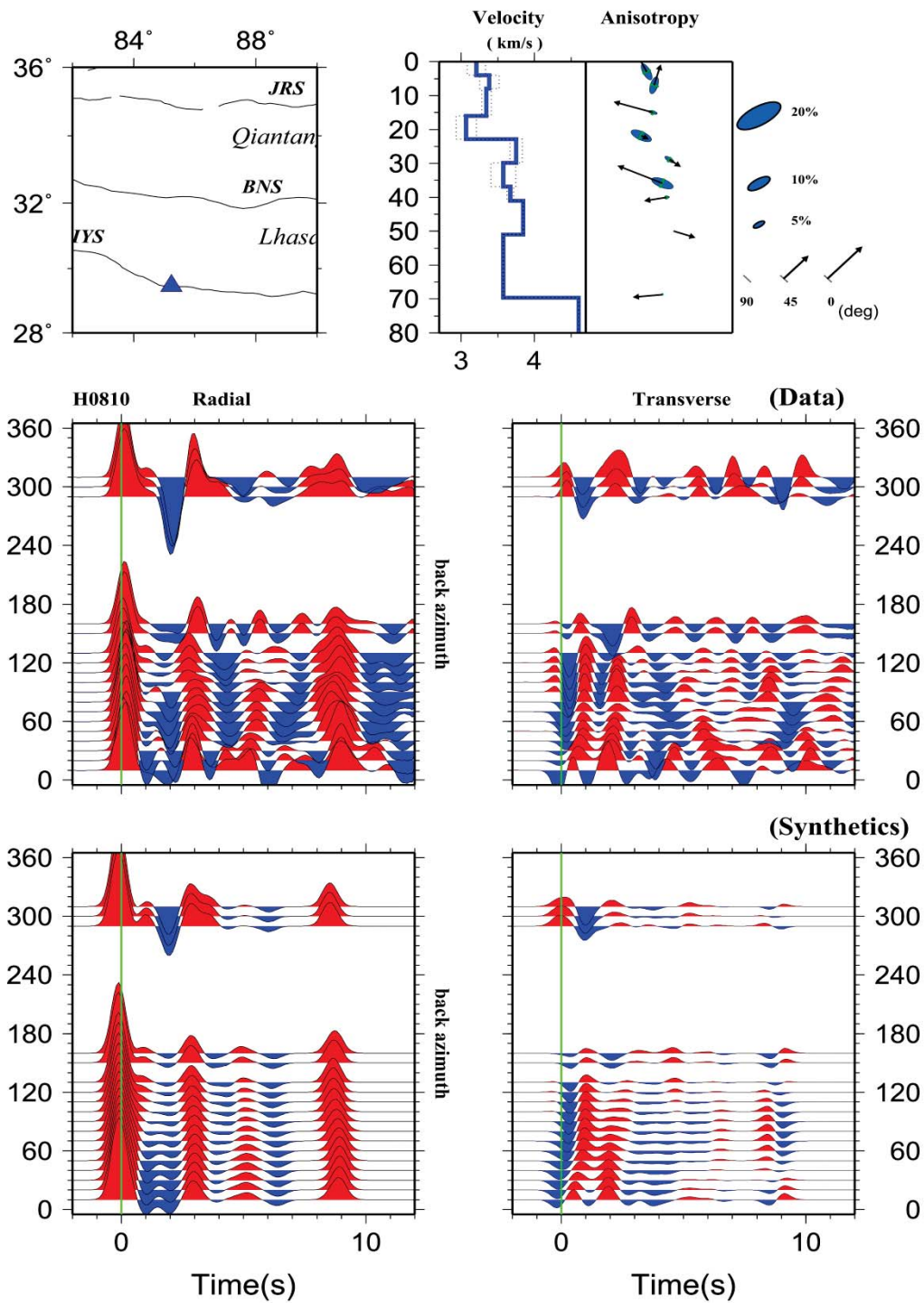
- 
- Ni, J., and M. Barazangi (1983), High-frequency seismic wave propagation beneath the Indian Shield, Himalayan Arc, Tibetan Plateau and surrounding regions: High uppermost mantle velocities and efficient Sn propagation beneath Tibet. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **72**, 665-689.
- Ozacar, A. A. and G. Zandt. (2004), Crustal seismic anisotropy in central Tibet: Implication for deformational style and flow in the crust. *Geophysical Res. Lett.*, **31**
- Owens, T. J., and G. Zandt. (1997), Implications of crustal property variations for models of Tibetan Plateau evolution. *Nature*, **387**, 37-43.
- Rapine, R., F. Tilmann, M. West, J. Ni, and A. Rodgers (2003), Crustal structure of northern and southern Tibet from surface wave dispersion analysis. *J. Geophys. Res.*, **108**, 2020, doi:10.1029/2001JB000445.
- Ree, J. H. (1994), Grain boundary sliding and development of grain boundary openings in experimentally deformed octachloropropane. *J. structural Geol.*, **16** : 403—418.
- Sambridge, M. (1999a), Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—i. Searching a parameter space. *Geophys. J. Int.*, **138**, 479–494.
- Sambridge, M. (1999b). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—ii. Appraising the ensemble. *Geophys. J. Int.*, **138**, 727–746.
- Sambridge, M. (2001), Finding acceptable models in nonlinear inverse problems using a neighbourhood algorithm. *Inverse Problems*, **17**, 387–403.
- Savage, M. K. (1999), Seismic anisotropy and mantle deformation: What have we learned from shear wave splitting? *Rev. Geophys.*, **37**, 65-106.
- Schulte-Pelkum, V., G. Monsalve, A. Sheehan, M.R. Pandey, S. Sapkota, and R. Billham. (2005), Imaging the Indian subcontinent beneath the Himalaya. *Nature*, **435**, 1222-1225.
- Schulte-Pelkum, V., and Mahan, K. H. (2014), A method for mapping crustal deformation and anisotropy with receiver functions and first results from USArray, *Earth planet. Sci. Lett.*, dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2014.01.050
- Searle, M. P., Elliott, J. R., Phillips, R. J., and Chung, S. L. (2011), Crustal–lithospheric

- 
- structure and continental extrusion of Tibet, *Journal of the Geological Society*, **168**(3), 633-672.
- Shaprio, N. M., Ritzwoller, M. H., Molnar, P. and Levin, V. (2004), Thinning and flow of Tibetan crust constrained by seismic anisotropy. *Science*, **305**, 233-236.
- Sherrington, H. F., G. Zandt., and A. Frederiksen (2004), Crustal fabric in the Tibetan Plateau based on waveform inversions for seismic anisotropy parameters, *J. Geophys. Res.*, **109**, 127B02312, doi:10.1029/2002JB002345.
- Silver, P. G., and W. W. Chan (1991), Shear-wave splitting and subcontinental mantle deformation, *J. Geophys. Res.* **96**, 16,429-16,454.
- Sun, Y. Niu, F., Liu, H., Chen, Y., Liu, J.(2012) Crustal structure and deformation of the SE Tibetan plateau revealed by receiver function data, *Earth planet. Sci. Lett.*, **349-350**, 186-197.
- Tanimoto, T., and D. L. Anderson (1985), Lateral heterogeneity and azimuthal anisotropy of the upper mantle: Love and Rayleigh waves 100-250s, *J. Geophys. Res.*, **90**, 1842-1858.
- Tseng, T. L., Chen, W. P., and Nowack, R. L.(2009), Northward thinning of Tibetan crust revealed by virtual seismic profiles. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, 14.
- Wang, W., Gao, X., Li, Y. Y., Zhang, Y. B. (2011), Crustal velocity structure of S-wave beneath Tibetan Plateau with transform function method – Hi-CLIMB profile. *Chinese J. Geophys.*, **54**, 2769-2778.
- Wei, W., et al.(2001), Detection of widespread fluids in the Tibetan crust by magnetotelluric studies. *Science* **292**, 716-718.
- Weiss, T., S. Siegesmund, W. Rabbel, T. Bohlen, and M. Pohl (1999), Seismic velocities and anisotropy of the lower continental crust: A review, *Pure Appl. Geophys.*, **156**, 97-122.
- Wittlinger, G., Farra V., Hetényi, G., Vergne, J.(2009), Seismic velocities in Southern Tibet lower crust: a receiver function approach for eclogite detection. *Geophys. J., Int*, **177**, 1037-1049.

- 
- Xu, Z. J., X. Song, L. Zhu (2012), Crustal and uppermost mantle S velocity structure under Hi-CLIMB seismic array in central Tibetan Plateau from joint inversion of surface wave dispersion and receiver function data. *Tectonophysics*, **584**, 209-220, doi : 10.1016/j.tecto.2012.08.024.
- Yang, Y. , Chen, J. Y., Yang, X. S., Yan, X. B. and Zhang, G.L. (2010), Does alignment of melt enhance seismic anisotropy beneath Tibet. *J. Geophys Res.* doi: 10.1029/2010JB007969.
- Yang, X. S., Jin, Z. M. Ma, Jin. Huenges E. and Schilling F. (2002), Genesis of SkS splitting in the north-central Qinhai-XiZang plateau: melt alignment enhanced lithosphere anisotropy. *Chinese Journal of Geophysics*, **45(6)**: 821-830.
- Yin, A., and T. Harrison (2000), Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **28**, 211-280.
- Zhang, S. and S. Karato (1995), Lattice preferred orientation of olivine aggregates deformed in sample shear, *Nature*, **375**, 774-777.
- Zhao, W., J. Mechie, L. D. Brown, J. Guo, S. Haines, T. Hearn, S. L. Klemperer, Y. S. Ma, R. Meissner, K. D. Nelson, J. F. Ni, P. Pananont, R. Rapine, A. Ross, and J. Saul. (2001), Crustal structure of central Tibet as derived from project INDEPTH wide-angle seismic data, *Geophys. J. Int.*, **145**, 486-498.
- 梁軒碩(2012)，利用接收函數及表面波頻散之聯合逆推法探討西藏 Hi-CLIMB 陣列下方之地體構造，國立台灣大學地質研究所碩士論文。
- 賴雅娟(2008)，利用表面波探討造山帶地區的非均向應構造:以台灣及西藏高原為例，國立中央大學地球物理研究所博士論文。
- 陳力維(2014)，臺灣地區近地表之震波非均向性研究，國立台灣大學地質研究所碩士論文。

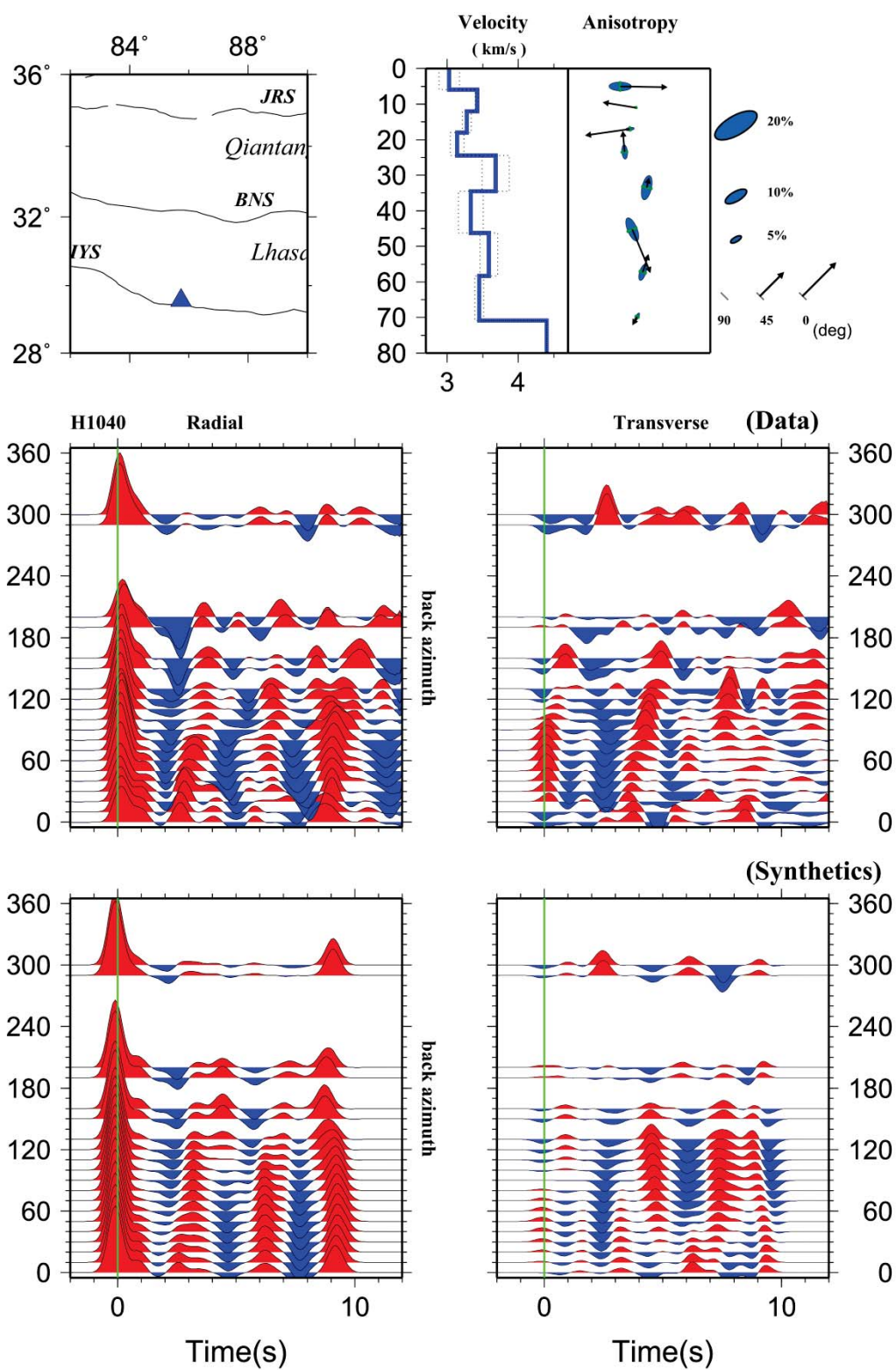
附錄

西藏各測站正演結果，非均向性速度模型和波形

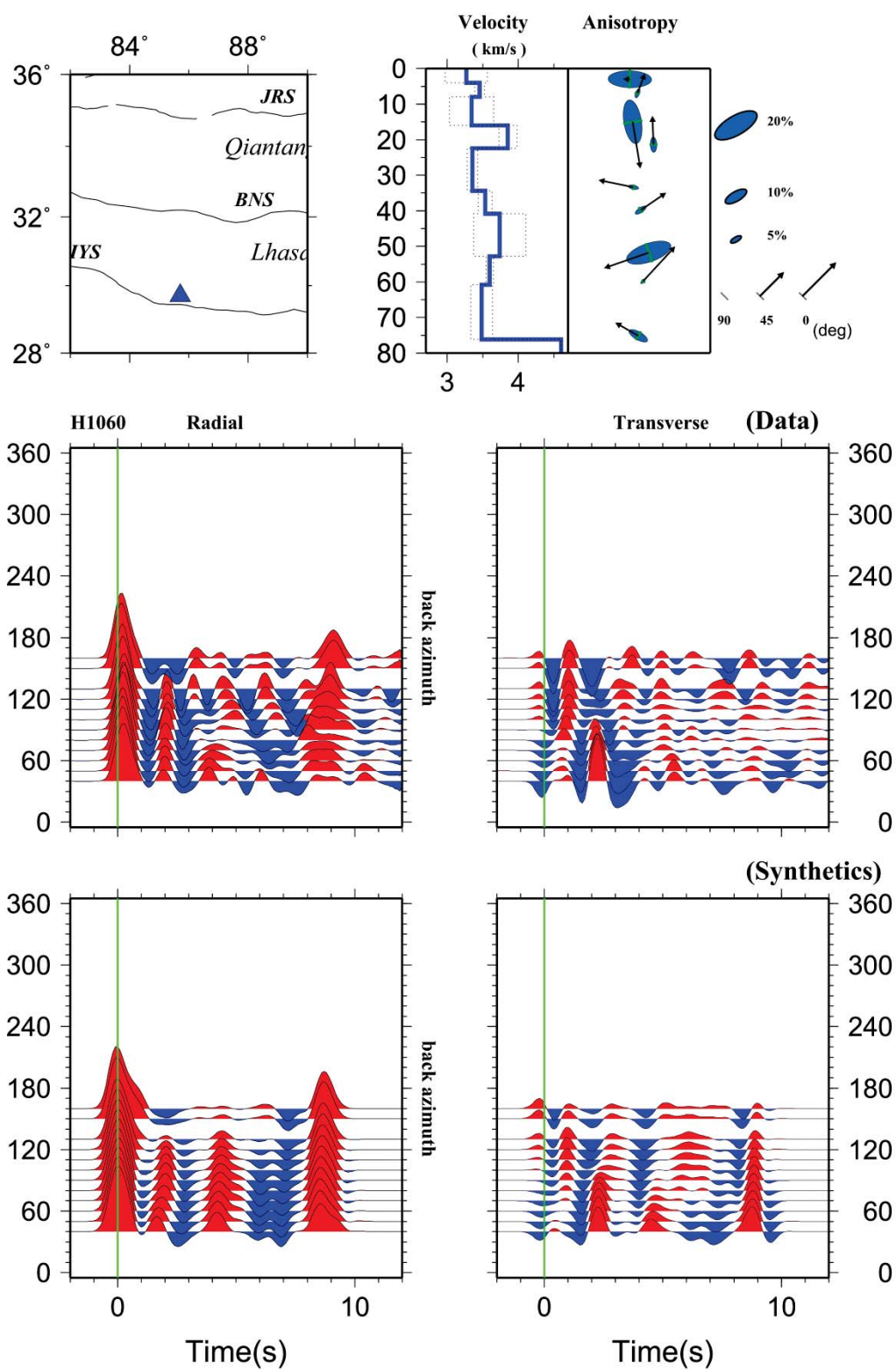


附圖 1 測站 H0810 之波形擬合和速度模型。

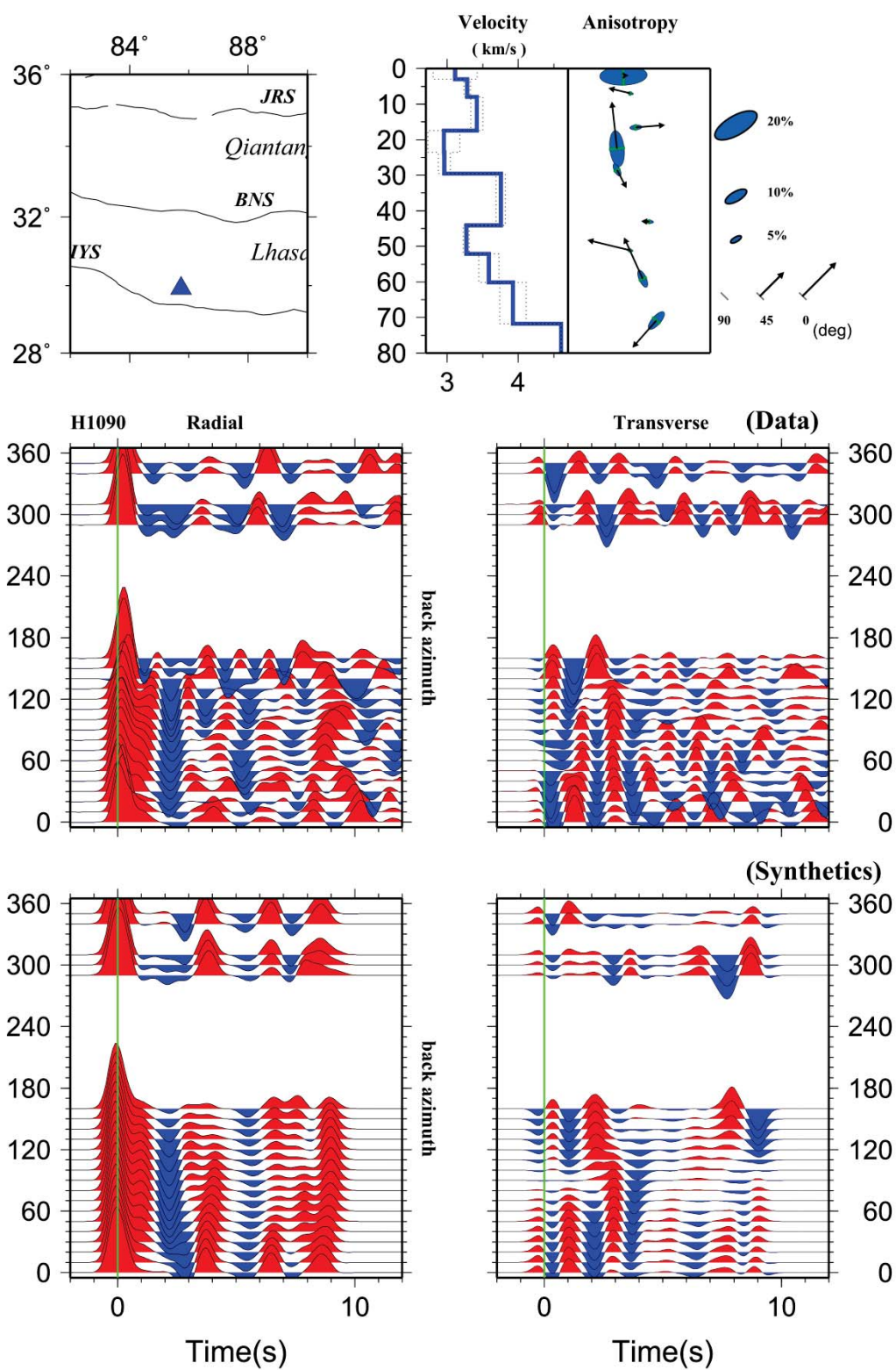
非均向性橢圓長軸方向表示快軸方向，黑線是 plunge 投影到水平面，越短表示越接近垂直



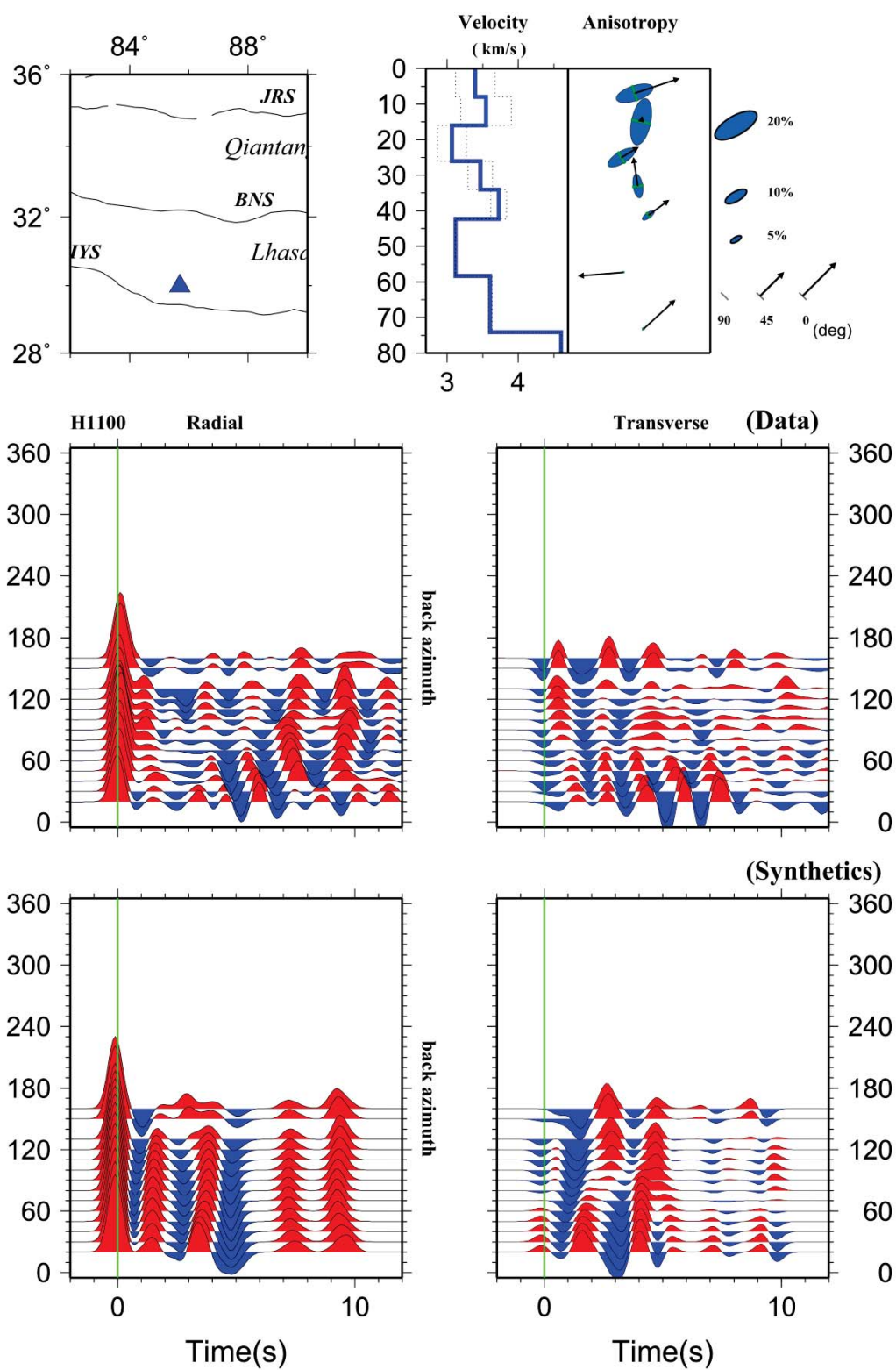
附圖 2 測站 H1040 之波形擬合和速度模型。



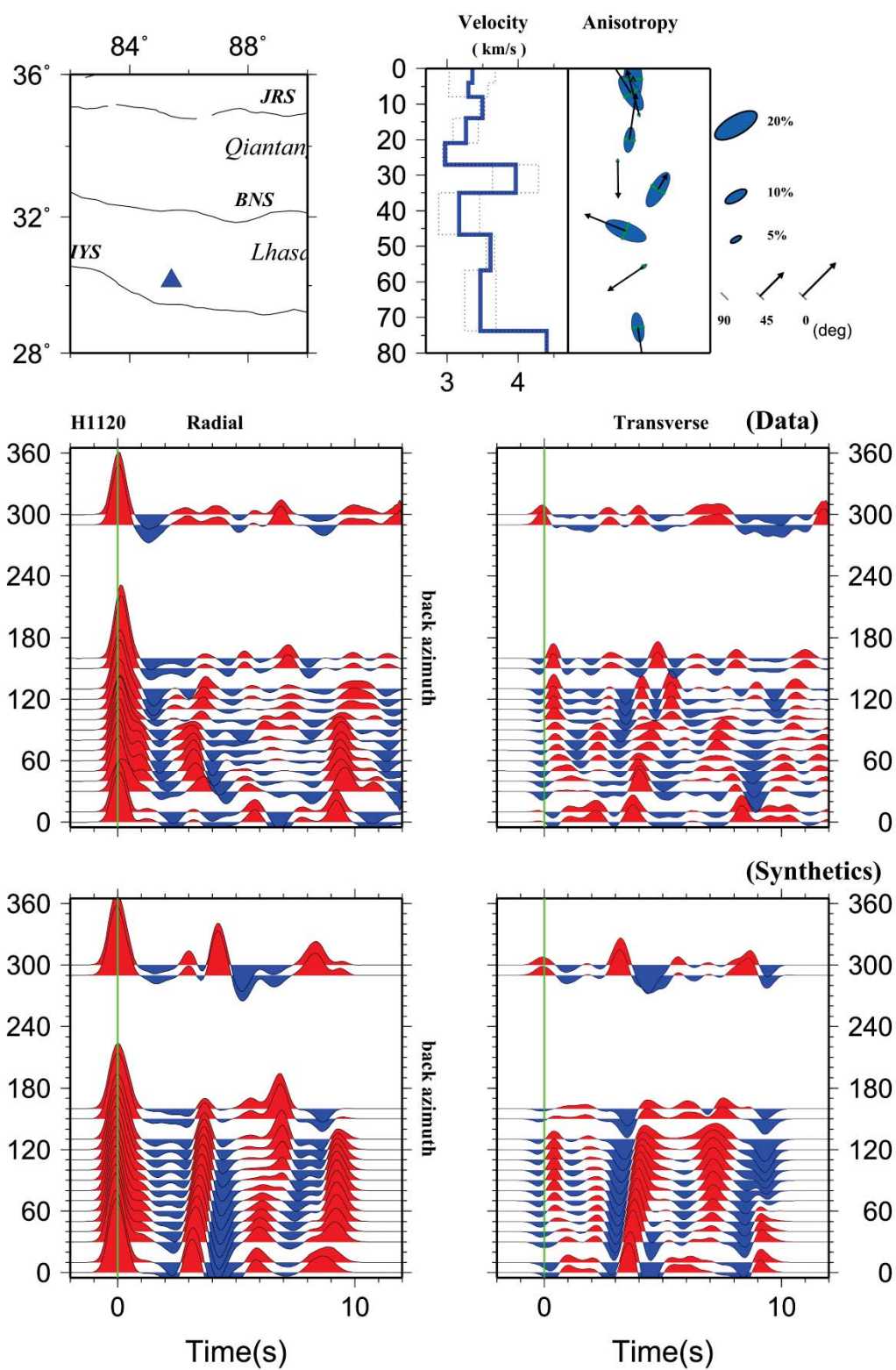
附圖 3 測站 H1060 之波形擬合和速度模型。



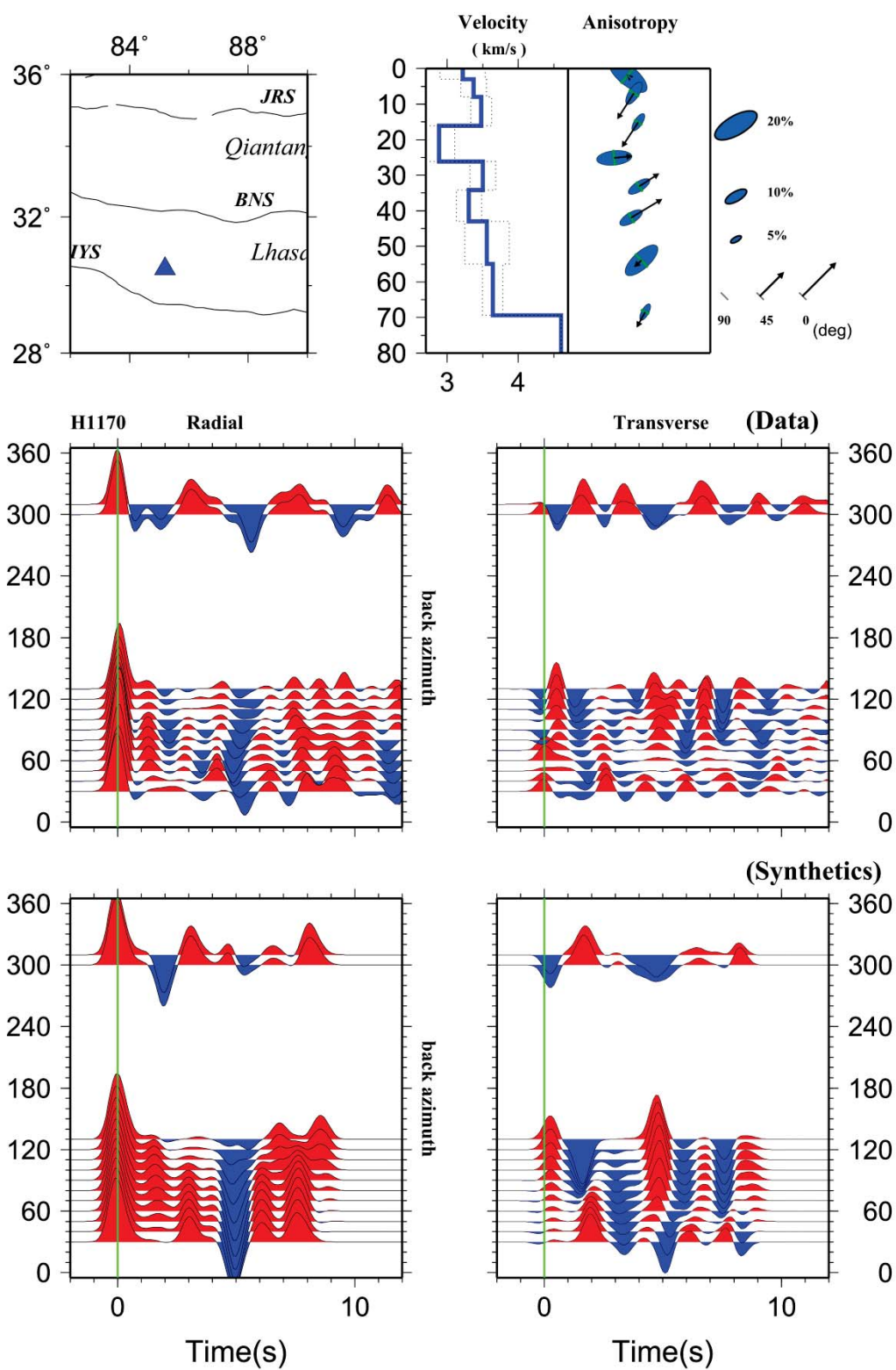
附圖 4 測站 H1090 之波形擬合和速度模型。



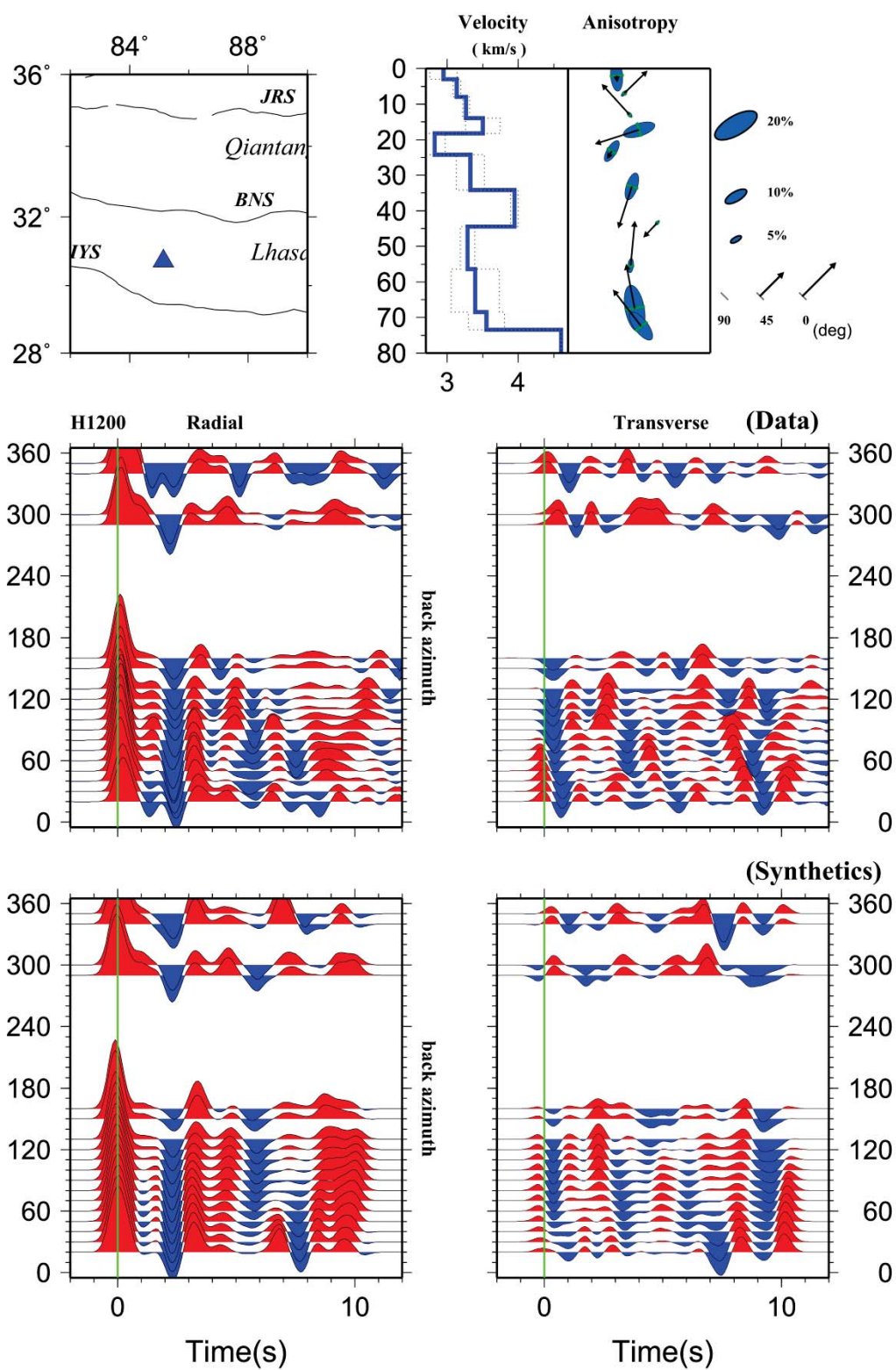
附圖 5 測站 H1100 之波形擬合和速度模型。



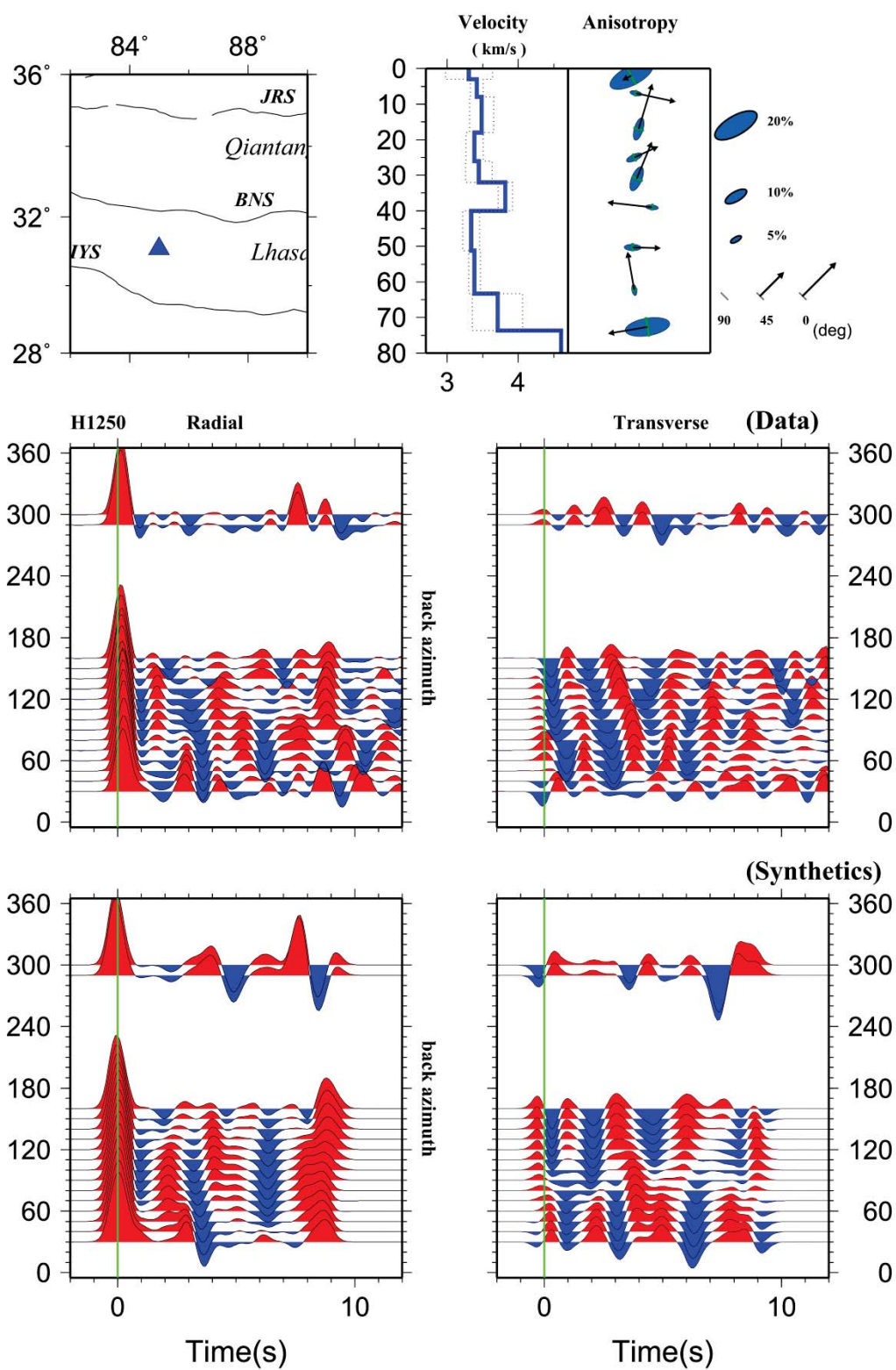
附圖 6 測站 H1120 之波形擬合和速度模型。



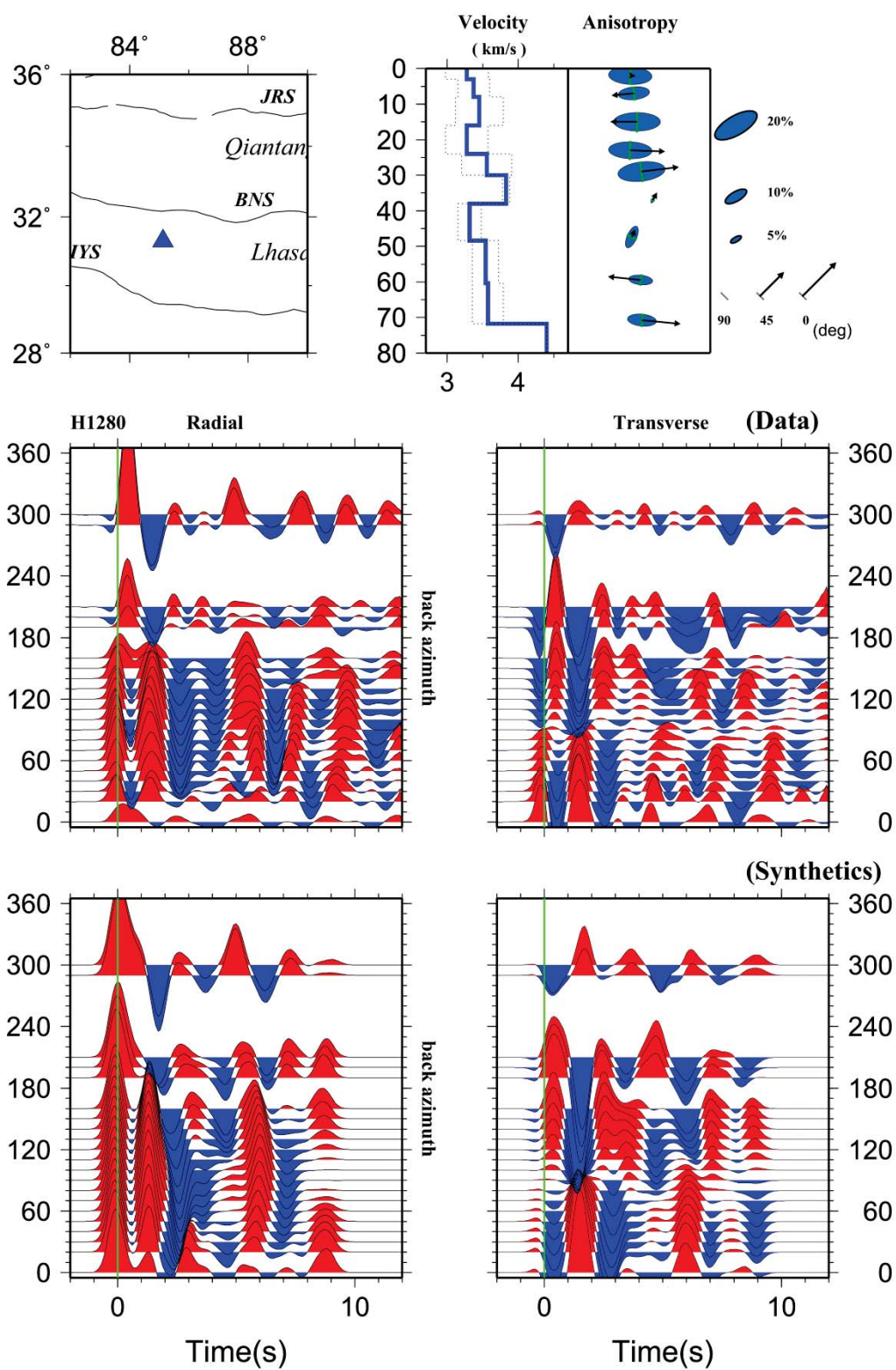
附圖 7 測站 H1170 之波形擬合和速度模型。



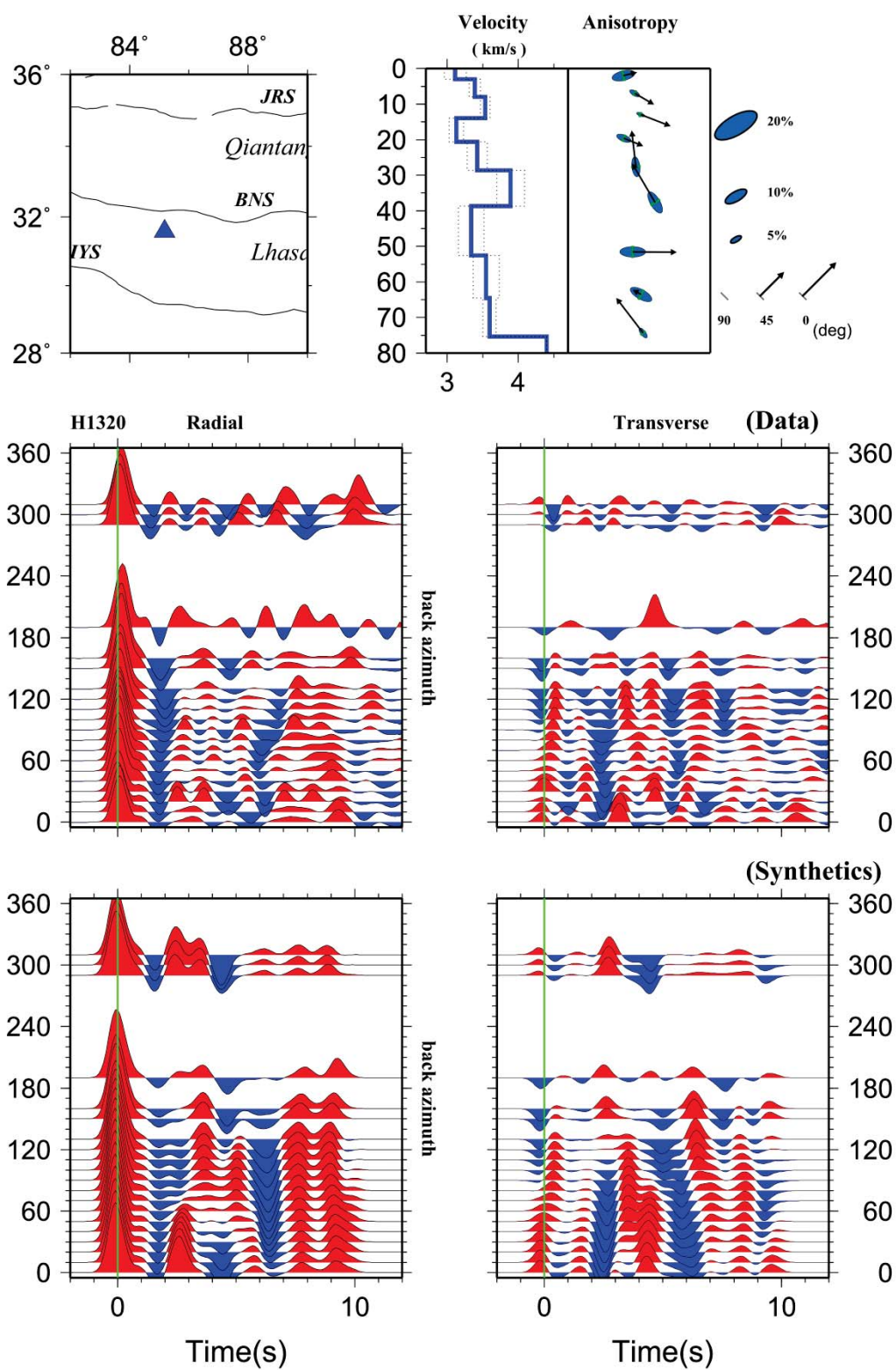
附圖 8 測站 H1200 之波形擬合和速度模型。



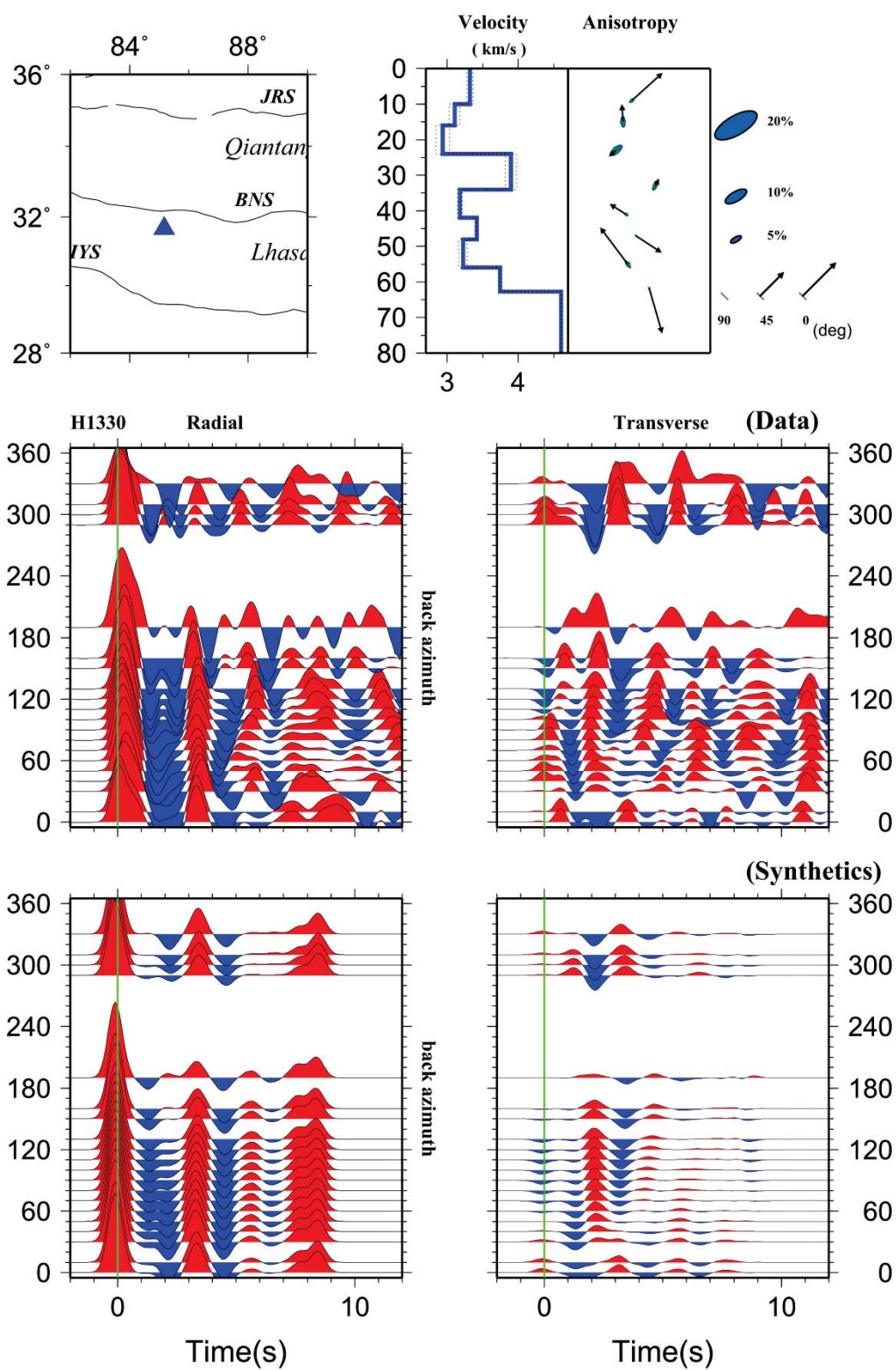
附圖 9 測站 H1250 之波形擬合和速度模型。



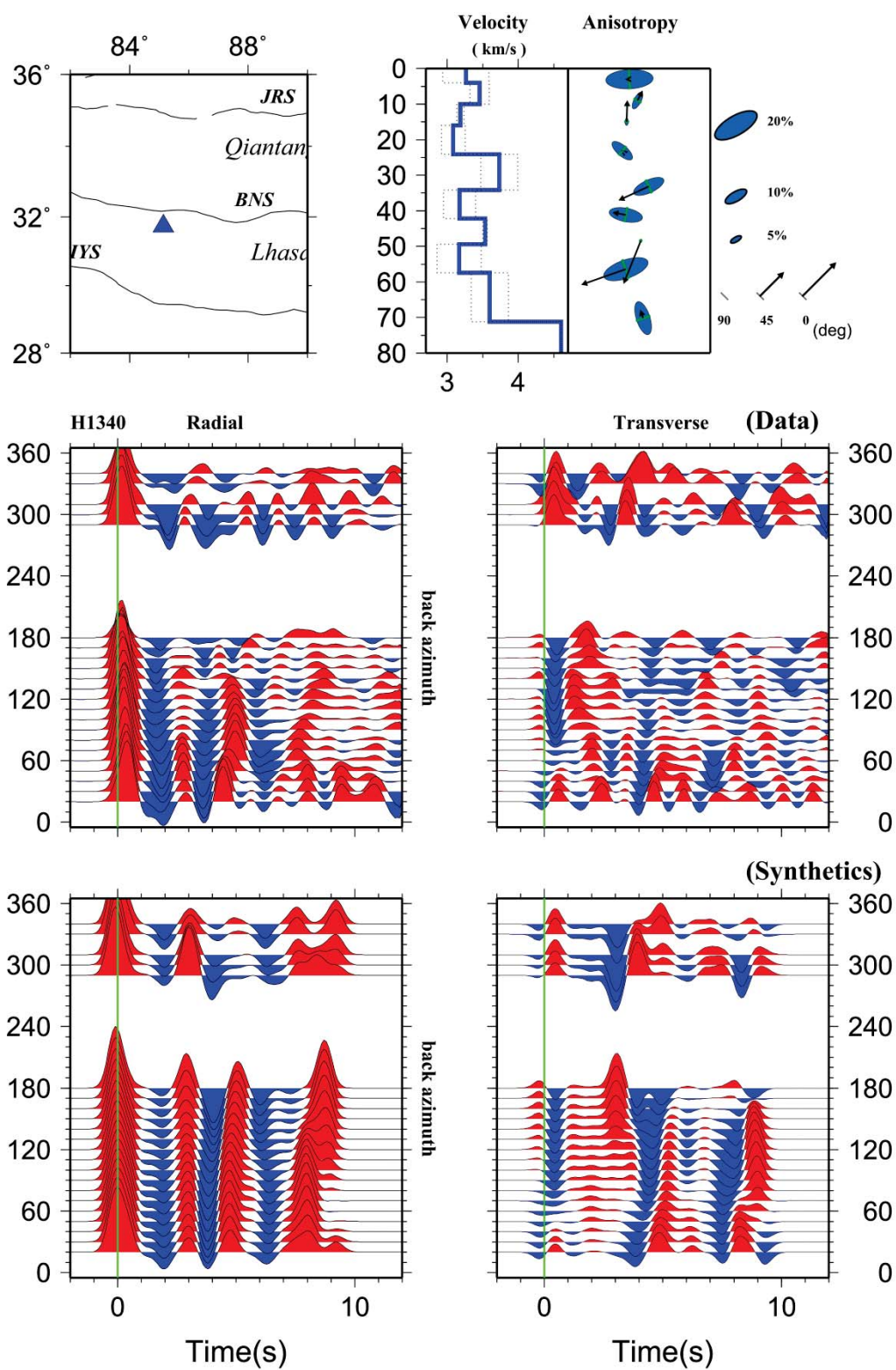
附圖 10 測站 H1280 之波形擬合和速度模型。



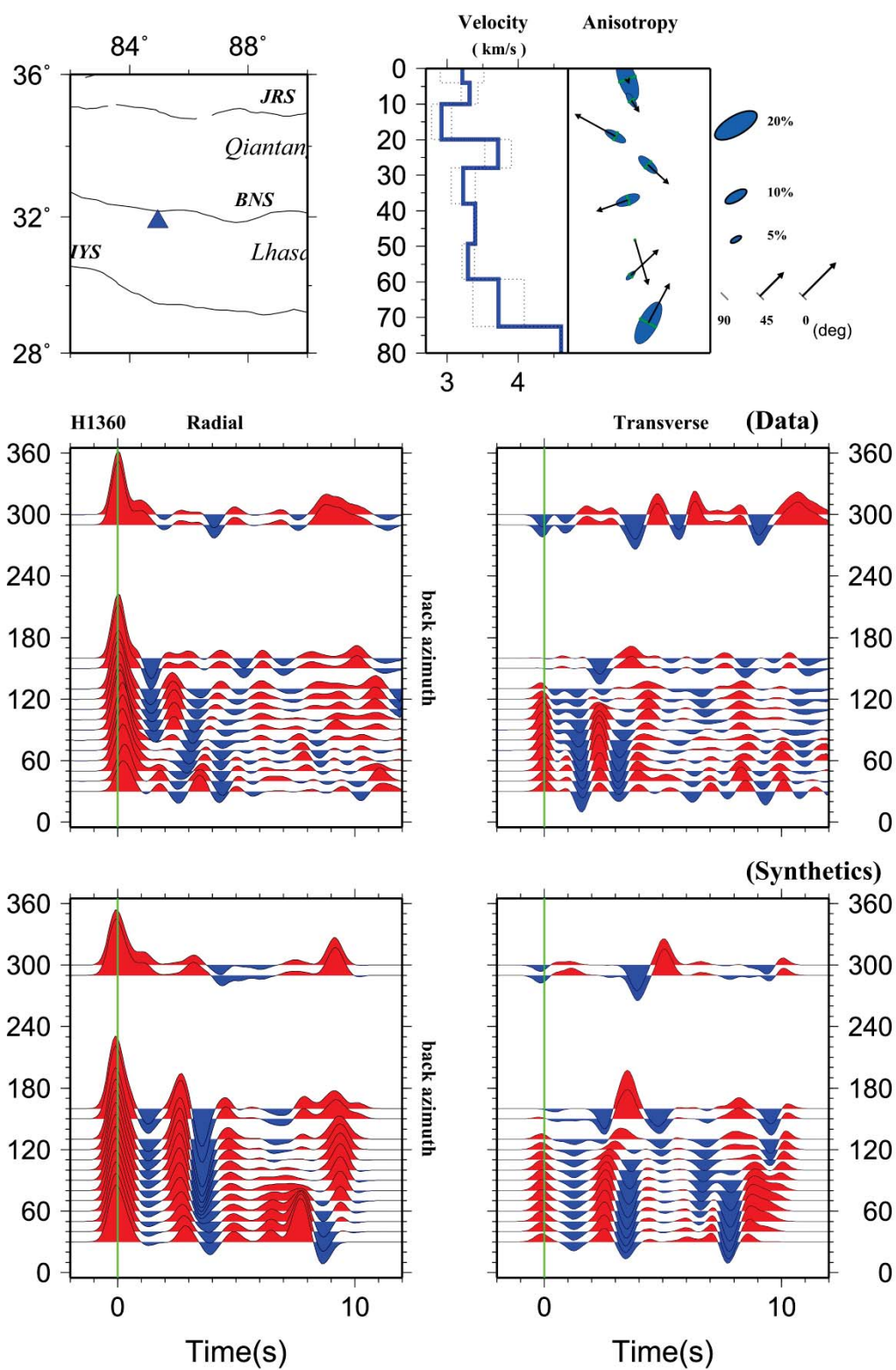
附圖 11 測站 H1320 之波形擬合和速度模型。



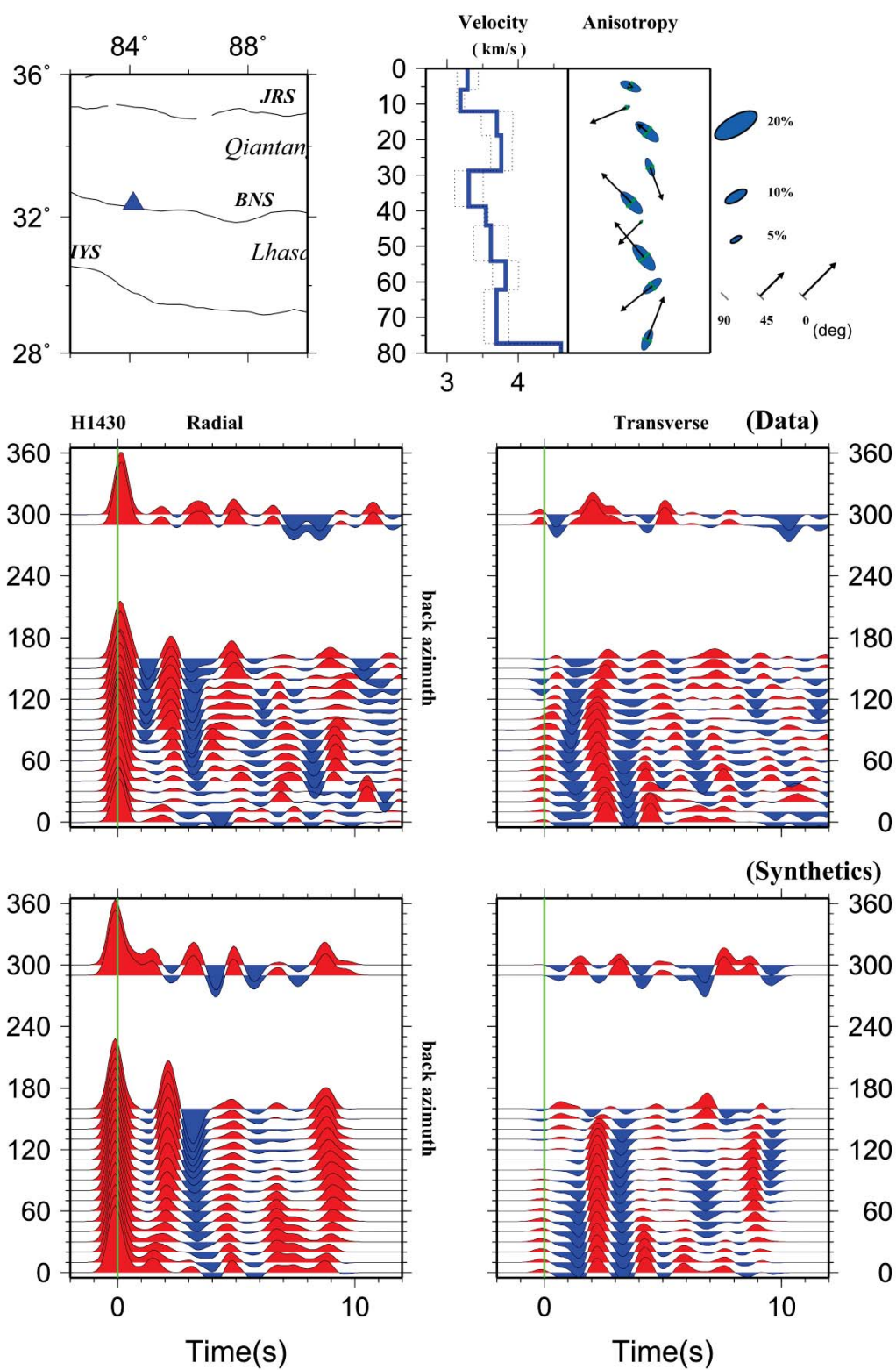
附圖 12 測站 H1330 之波形擬合和速度模型。



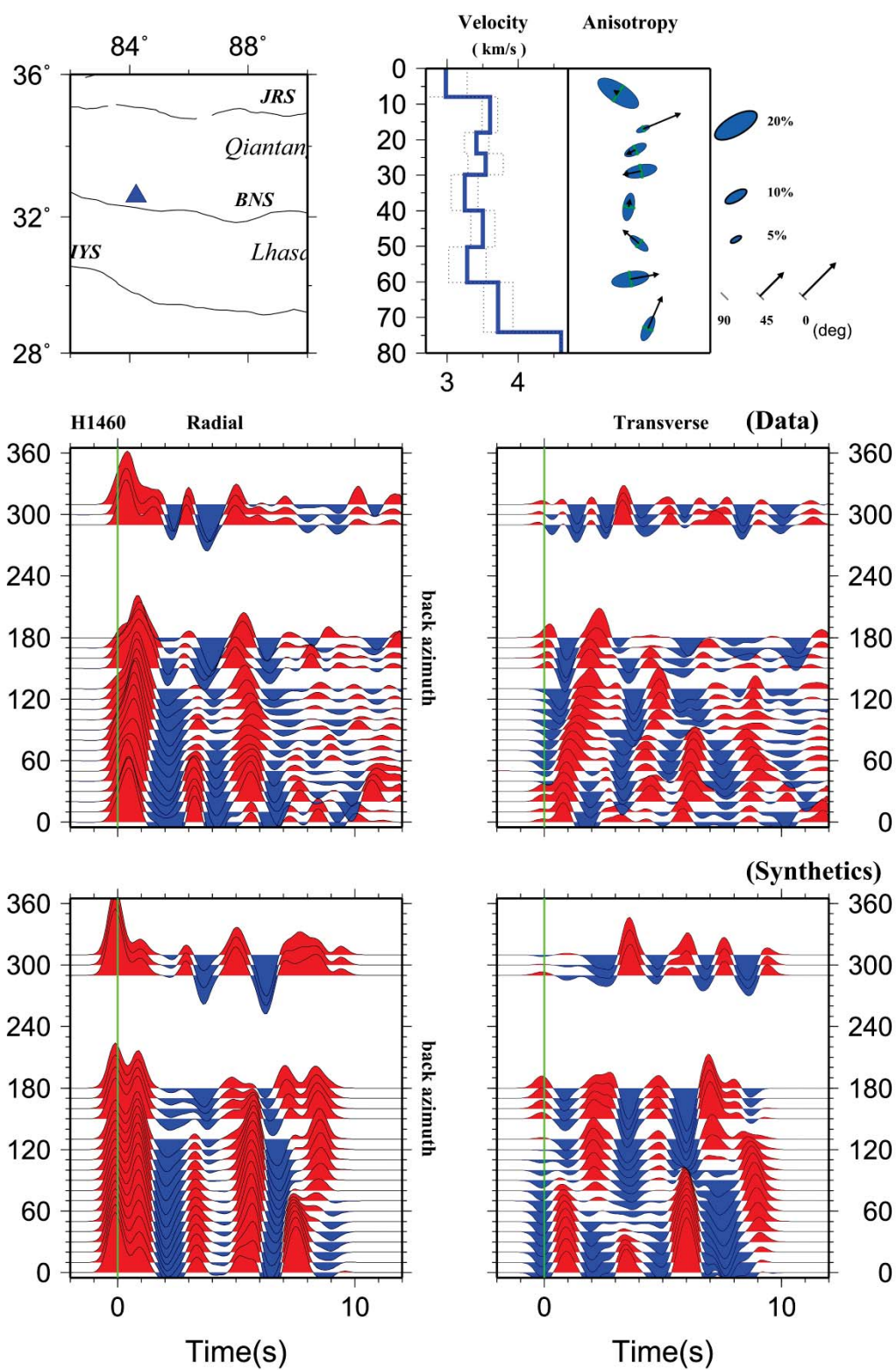
附圖 13 測站 1340 之波形擬合和速度模型。



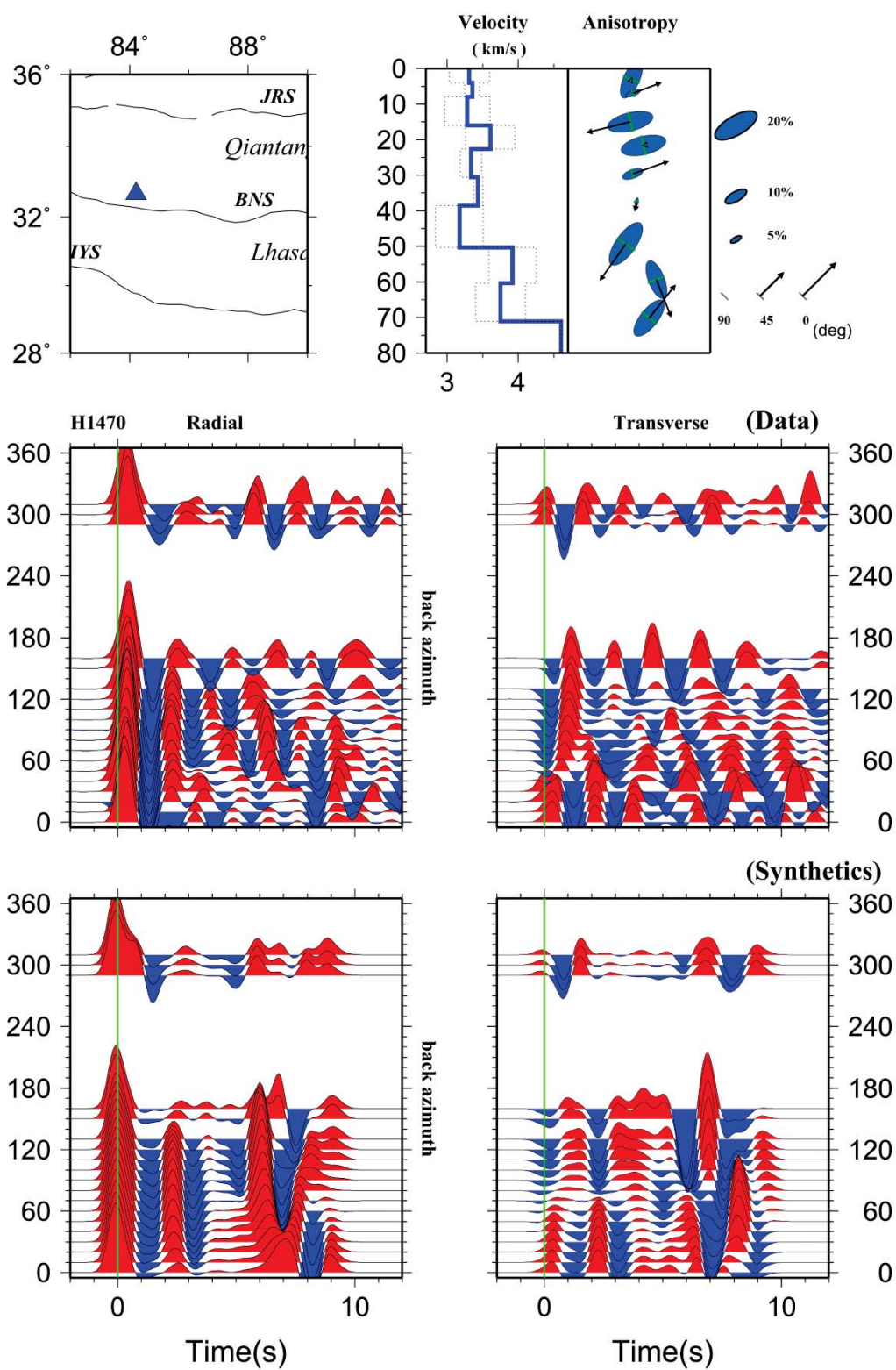
附圖 14 測站 H1360 之波形擬合和速度模型。



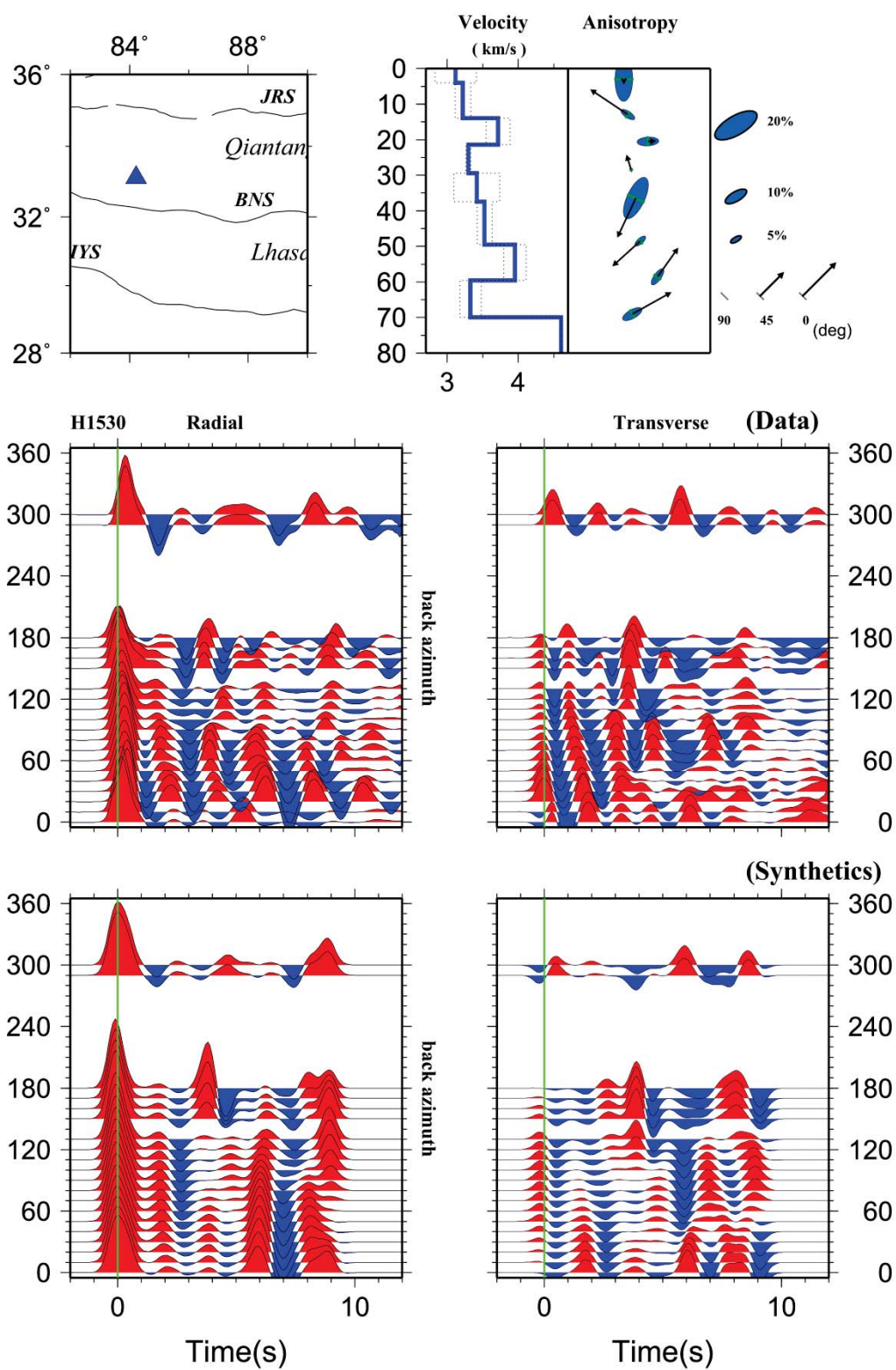
附圖 15 測站 1430 之波形擬合和速度模型。



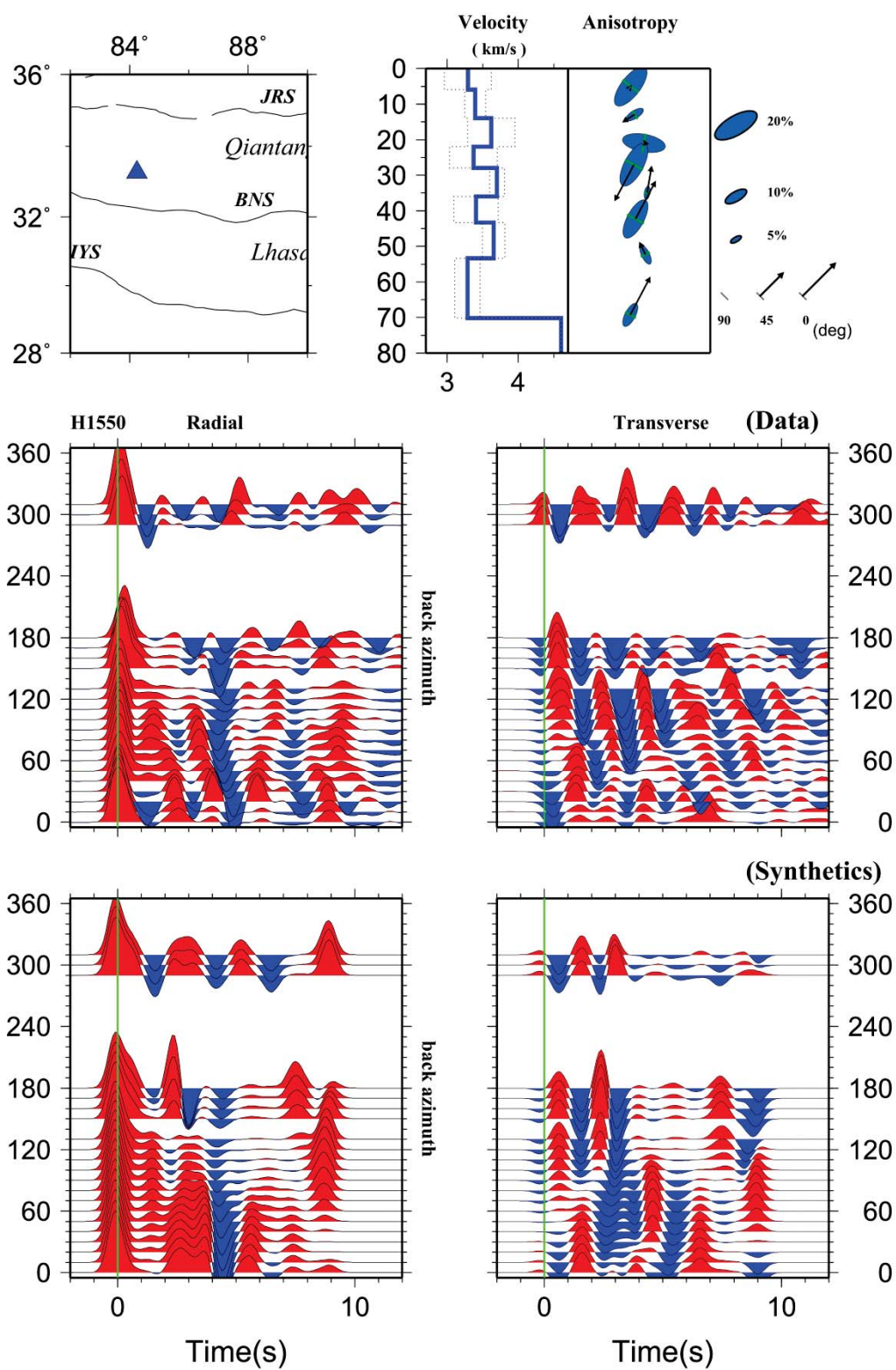
附圖 16 測站 1460 之波形擬合和速度模型。



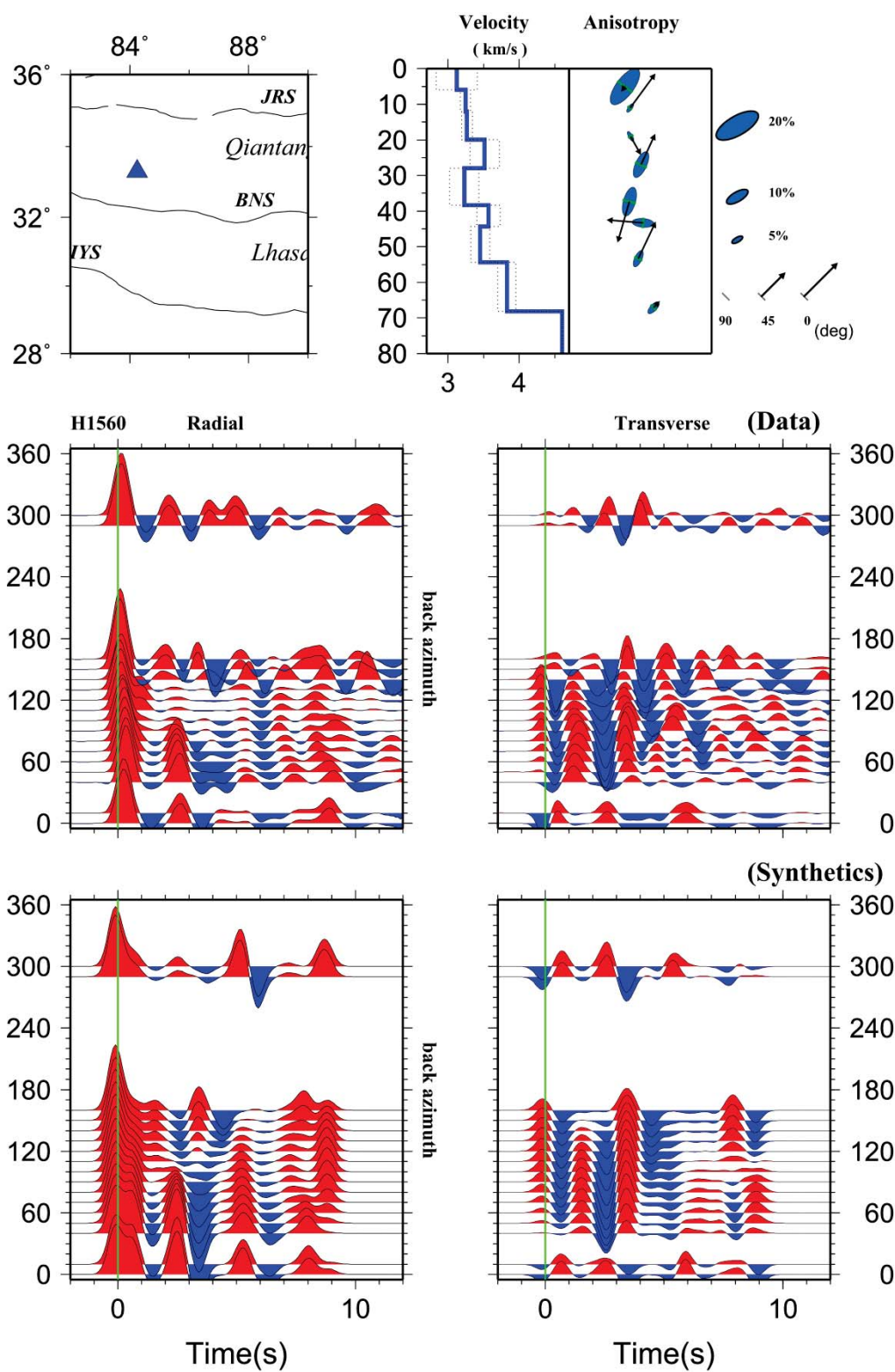
附圖 17 測站 H1470 之波形擬合和速度模型。



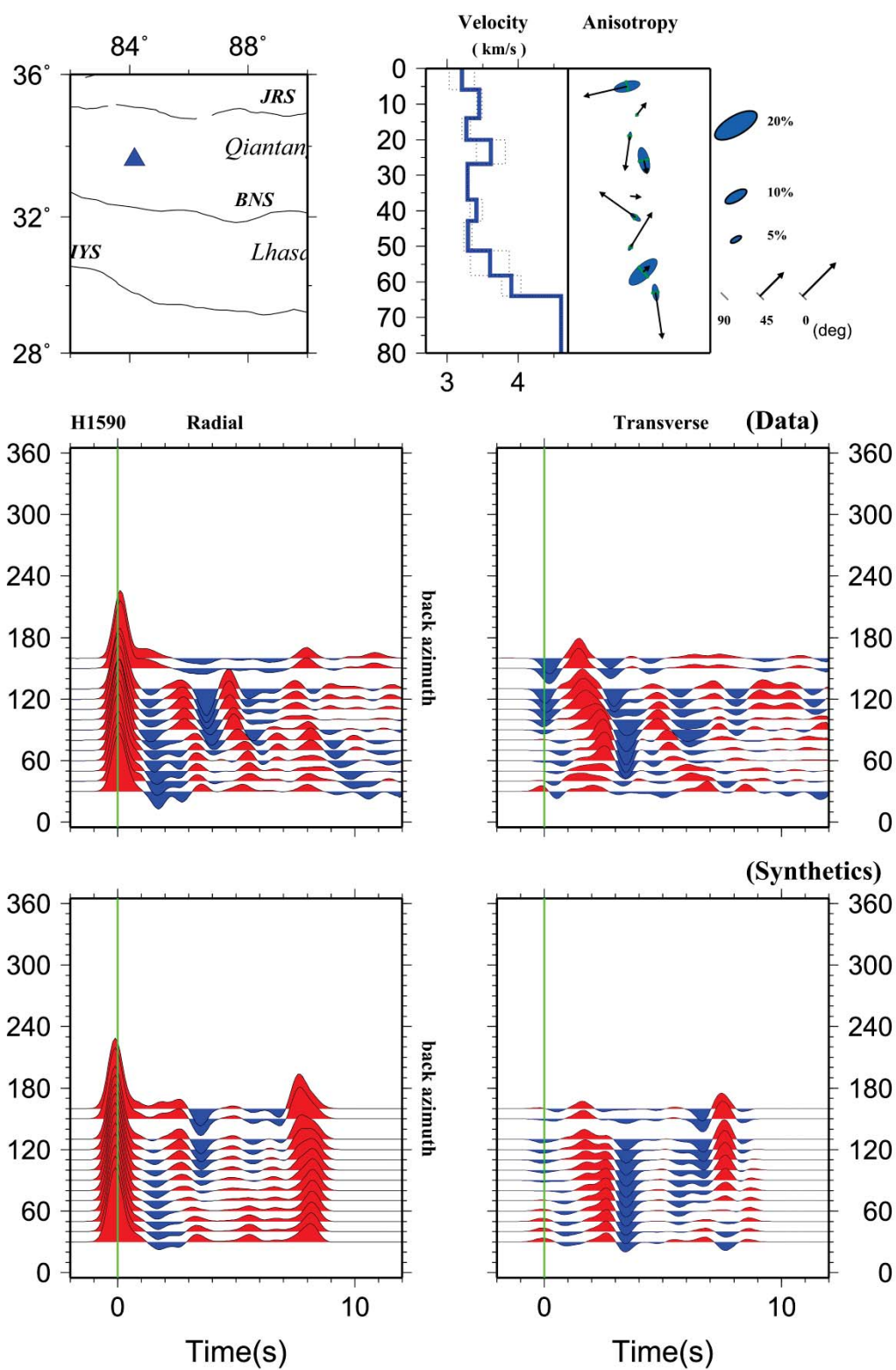
附圖 18 測站 H1530 之波形擬合和速度模型。



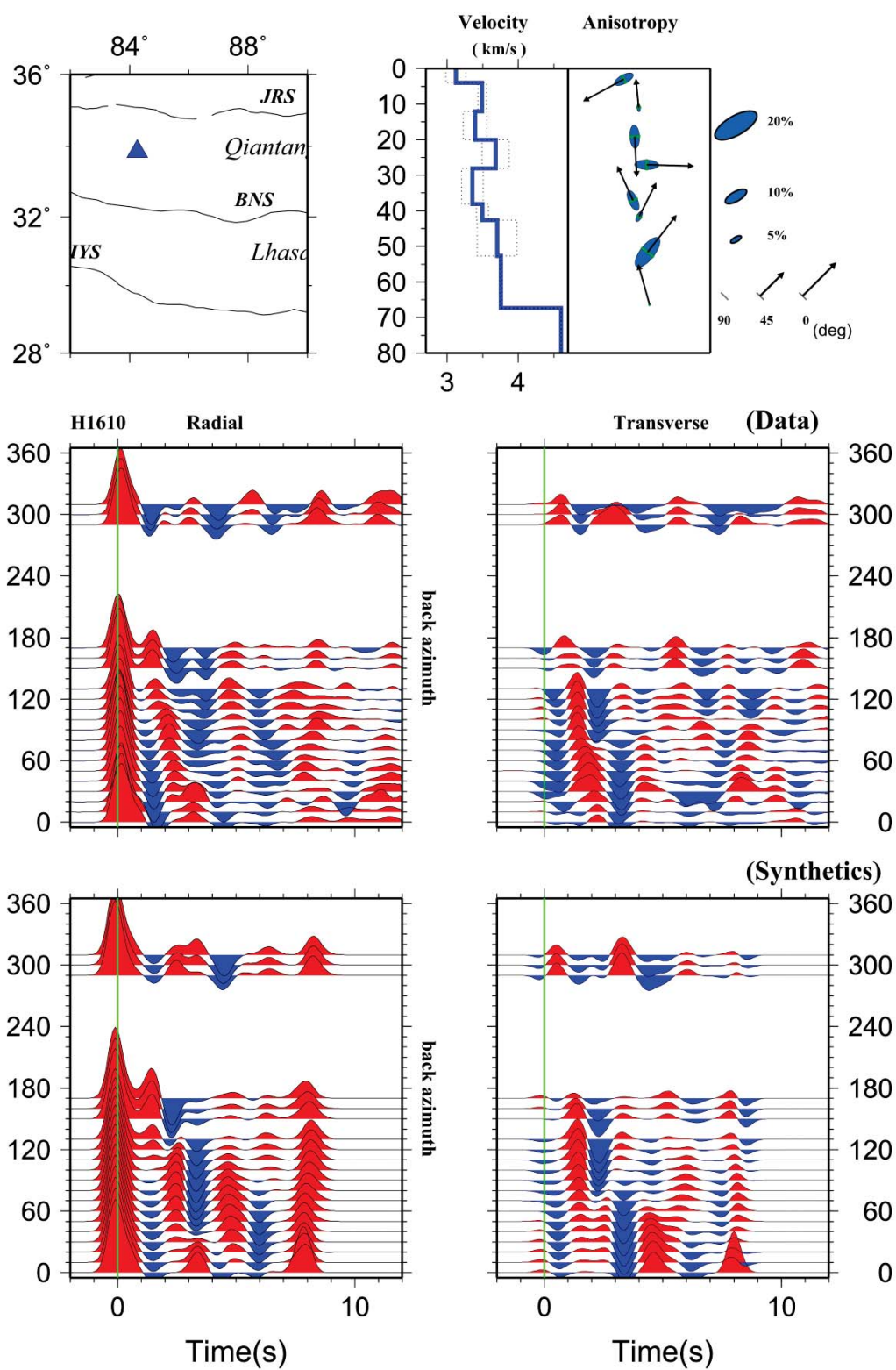
附圖 19 測站 H1550 之波形擬合和速度模型。



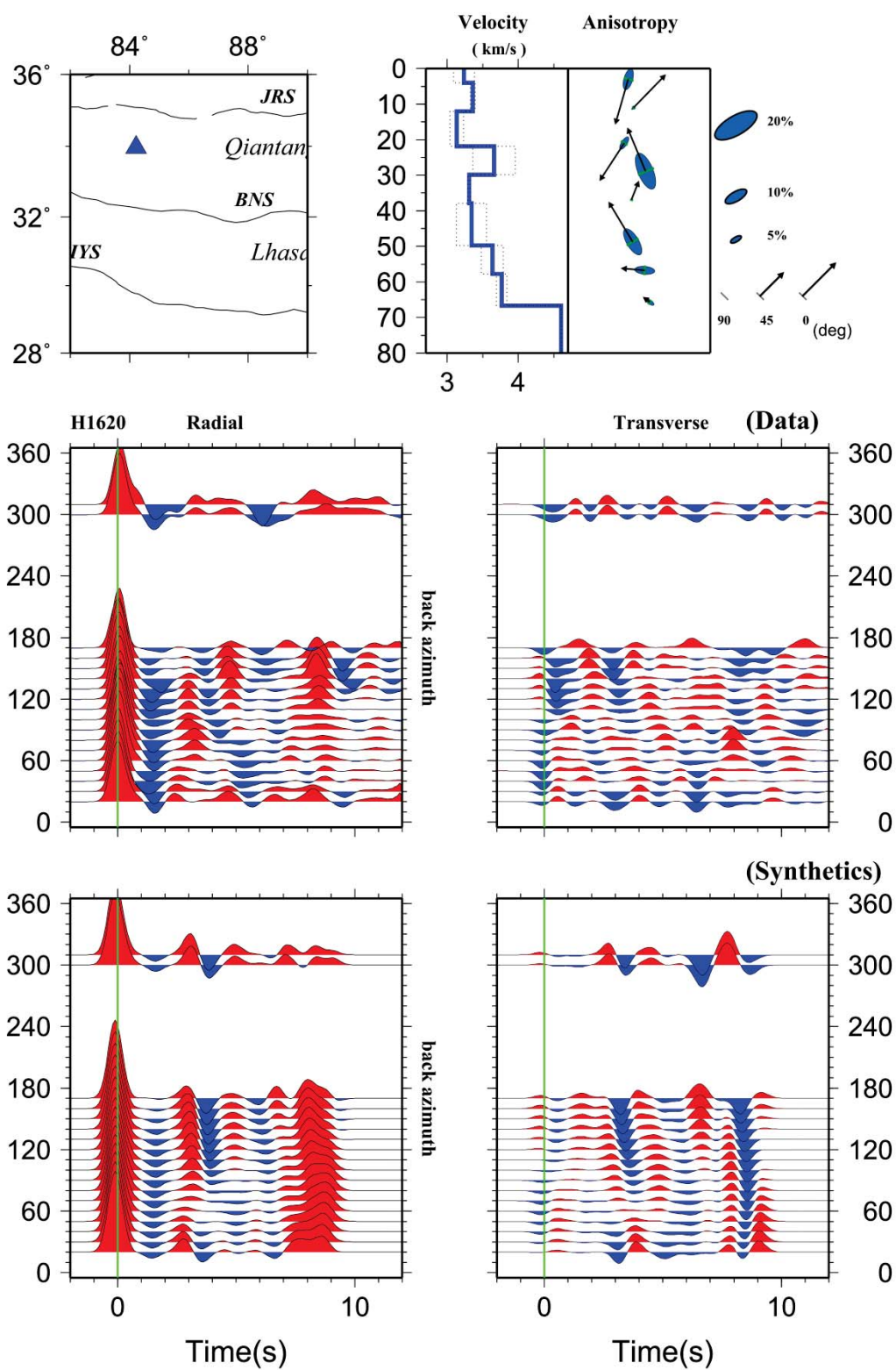
附圖 20 測站 H1560 之波形擬合和速度模型。



附圖 21 測站 H1590 之波形擬合和速度模型。



附圖 22 測站 H1610 之波形擬合和速度模型。



附圖 23 測站 H1620 之波形擬合和速度模型。