

國立臺灣大學理學院海洋研究所



碩士論文

Institute of Oceanography

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis

東北日本下方的地震衰減構造及其頻率相依性

Frequency-dependent Seismic Attenuation Structure beneath the
Northeastern Japan

顏家莉

Chia-Li Yen

指導教授：柯彥廷 博士

林侑頻 博士

Advisor: Yen-Ting Ko, Ph.D.

Yu-Pin Lin, Ph.D.

中華民國 111 年 9 月

September, 2022

口試委員會審定書



國立臺灣大學碩士學位論文 口試委員會審定書 MASTER'S THESIS ACCEPTANCE CERTIFICATE NATIONAL TAIWAN UNIVERSITY

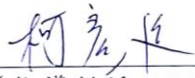
東北日本下方的地震衰減構造及其頻率相依性

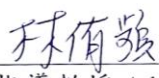
Frequency-dependent Seismic Attenuation Structure beneath the
Northeastern Japan


本論文係顏家莉 R09241306 在國立臺灣大學海洋研究所海洋地質及地球物理組完成之碩士學位論文，於民國 111 年 09 月 01 日承下列考試委員審查通過及口試及格，特此證明。

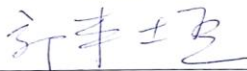
The undersigned, appointed by the Institute of Oceanography on 01/09/2022 have examined a Master's thesis entitled above presented by Chia-Li Yen R09241306 candidate and hereby certify that it is worthy of acceptance.

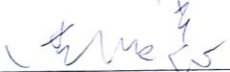
口試委員 Oral examination committee:


(指導教授 Advisor)


(指導教授 Advisor)










系主任/所長 Director:

誌謝



能完成這份論文最首要感謝的是柯彥廷老師跟林侑頻學姊。面對學業上或研究上的疑惑與難題時，老師跟學姊總是不厭其煩向我解釋、給我許多方向，在每一次的報告中幫我梳理內容、鼓勵我，讓我更有自信。謝謝郭本垣老師、洪淑蕙老師與黃信樺老師千里迢迢參加我的論文口試，給予我許多寶貴的意見讓這本論文更臻完善。謝謝在東京工業大學時指導過我的中島淳一老師，讓我踏入地震學的實作領域，體會分析地震資料的雀躍。謝謝亦師亦友的 Sonata 總是讓我諮詢各種疑難雜症。謝謝研究室的學長 Poli、N4、宇陞以及 Tony 在學業與程式上的教導；謝謝同期的昱文、凱傑與皓哲，能有人一起修課、一起討論研究讓我的學習旅途上不孤單；謝謝在準備口試期間幫忙我很多的學弟育謙跟昆錡；謝謝品瑜幫我們統籌行政事務，讓我們沒有後顧之憂地做研究。謝謝我休戚與共的好友們：珏、宇淳、尼塔、詩耘，一起走過絆絆磕磕的路後我們對彼此的存在更加珍惜。謝謝學校給予這麼豐沛的資源，也謝謝台大土地公的聆聽，讓我能與台大結緣。感謝母親在我求學階段給的勉勵與期許，感謝在台北的姊姊與姊夫給我許多日常生活上的援助。紙短情長，還有許多沒能提及到的人，不論是浮光掠影或是細水長流，由衷地謝謝你們出現在我的生命中。

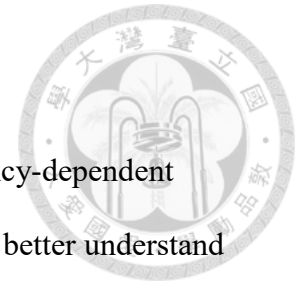
摘要



本研究計算位於千島—日本島弧交界上的東北日本隱沒帶之二維非頻率相依與一維頻率相依地震波衰減模型以了解此區域之地幔動力學與流體移遷行為。我們蒐集陸域(Hi-net 和 F-net)與近年來新架設的海域(S-net)地震觀測網之地震波資料，並校正電纜式海底地震儀(S-net)波形方向以利後續準確量測 P 、 S 波振幅頻譜。我們將波形資料使用小波轉換(wavelet transform)得到平滑的振幅頻譜，並計算合成理論地震波形以扣除已知的初始模型路徑效應、幾何擴散與部分震源效應。我們以傳統單站頻譜擬合測量 t^* 得到二維非頻率相依衰減模型，以獲取區域構造上之初步解析。另一方面，我們同時將觀測與合成振幅頻譜之殘差進行反演，得到一維頻率相依衰減模型(Q_P , Q_S , Q_P/Q_S)並計算其頻率相依性。根據非頻率相依衰減模型結果顯示，東北日本之弧前和隱沒板塊分布區域大致上呈現較弱的衰減，在弧後、火山地區與弧弧碰撞帶則呈現較強的衰減。本研究將一維頻率相依之衰減模型分為三個區塊討論：位於島弧交界隱沒帶之北區、位於典型隱沒帶之西區與靠近海溝涵括大部分弧前地區與隱沒板塊之東區。北區相較西區有較強的地震波衰減與較低的 Q_P/Q_S ，可能因弧弧碰撞之一系列作用導致在北區存在較大量的流體。此外，在東區較弱的地震波衰減反映海洋地殼高密度與弧前地區低溫的性質；較強的頻率相依性則可能反映東區有較強的異質性。東區淺部構造的低 Q_P/Q_S 異常則可能由高水含量的弧前地區與充填了含水礦物的海洋板塊正斷層所致。

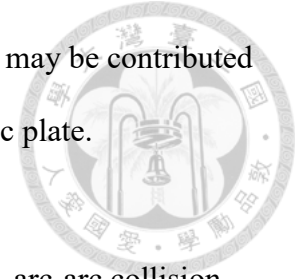
關鍵字：東北日本、地震衰減、隱沒帶、弧弧碰撞

ABSTRACT



We investigate the 2-D frequency-independent and 1-D frequency-dependent seismic attenuation characteristics beneath the northeastern Japan to better understand the detailed mantle dynamics and fluid migrations. We collect seismic data from inland (Hi-net and F-net) and recently deployed offshore (S-net) observatories. For the offshore data, we correct the rotation angles of S-net sensors to ensure precise spectra amplitudes of P and S waves. We measure the spectra amplitudes in multiple frequencies using wavelet transforms. All measurements are referencing to the 1-D synthetics to eliminate the path effect of reference model, geometrical spreading, and part of the source effect. We fit the spectrum from each event-station pair individually to obtain a 2-D frequency-independent attenuation model. Furthermore, we invert the residuals of observed and synthetic spectra amplitudes for 1-D frequency-dependent attenuation models (Q_P , Q_S , Q_P/Q_S). The 2-D frequency-independent models suggest stronger attenuation in the volcanic area and the collision region of the Kuril and Japan arcs. On the other hand, the raypaths passing through the subducting slab are characterized by low attenuation. To analyze the results of our 1-D model more specifically, we divide our research region into 3 zones which include arc-arc junction in the subduction zone (north zone), typical subduction zone (west zone), fore-arc region and oceanic plate (east zone). The north zone is characterized by stronger attenuation and lower Q_P/Q_S compares to the west zone. This observation may be caused by the anomalously abundant fluid generated by a series of processes owing to the arc-arc collision. By contrast, the weak attenuation of east zone reflects the dense oceanic crust and the low-temperature fore-arc region; and the strong frequency dependency suggests high heterogeneity in the east zone. Low- Q_P/Q_S anomaly is observed at the

shallow depths of the east zone, suggesting rich fluid content, which may be contributed by the hydrous fore-arc with the aqueous mineral filled in the oceanic plate.



Keywords: northeastern Japan, seismic attenuation, subduction zone, arc-arc collision

目錄



口試委員會審定書	i
誌謝	ii
摘要	iii
ABSTRACT	iv
目錄	vi
圖目錄	viii
第一章 緒論	1
1.1 研究動機	1
1.2 研究區域之地質背景	5
1.3 地震波能量衰減	7
1.3.1 地震波衰減之頻率相依性	11
第二章 研究方法	15
2.1 一維初始模型建立	16
2.2 地震目錄與觀測網	17
2.3 地震資料處理	18
2.3.1 S-net 方向校正	18
2.3.2 去除儀器響應	20
2.3.3 分量旋轉與波相挑選	22
2.3.4 理論波線軌跡計算	22
2.4 時序分析	23
2.5 F-K 合成理論波形	26

2.6	非頻率相依衰減構造.....	28
2.7	頻率相依衰減構造.....	31
2.7.1	頻率相依性.....	39
第三章	結果與討論.....	40
3.1	非頻率相依衰減構造.....	40
3.1.1	弧前、弧後衰減特徵差異.....	48
3.1.2	火山分佈與地震衰減之關係.....	49
3.1.3	北海道轉角.....	50
3.1.4	日高碰撞帶.....	52
3.2	頻率相依衰減構造.....	53
3.2.1	Q_P/Q_S	56
3.2.2	頻率相依性.....	61
第四章	結論.....	64
	參考文獻.....	66



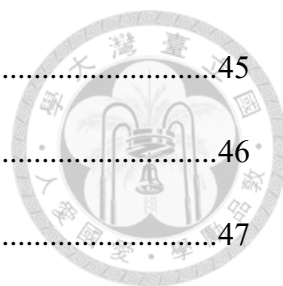
圖目錄



圖 1-1、板塊幾何示意圖(Hua et al., 2019).....	2
圖 1-2、彎曲的板塊與脫水作用(Kuritani & Nakagawa, 2016).....	3
圖 1-3、北海道地區速度構造與衰減構造剖面(Liu et al., 2013; Kita et al., 2014).....	3
圖 1-4、S-net 測站分布圖(Takagi et al., 2019).....	4
圖 1-5、北海道地質圖(Kita et al., 2014).....	6
圖 1-6、能量經過不同內部衰減 Q 介質後之波形(Richards & Menke, 1983).....	8
圖 1-7、日本頻率相依內部衰減與散射衰減構造(Carcolé & Sato, 2009).....	9
圖 1-8、北海道下方三維非頻率相依衰減構造(Kita et al., 2014).....	10
圖 1-9、岩漿管道系統示意圖(Grotzinger & Jordan, 2010).....	12
圖 1-10、美國南加州地區之 P 波、 S 波頻率相依衰減構造(Lin & Jordan, 2018) ..	13
圖 1-11、繼圖 1-10 衰減構造之頻率相依性(Lin & Jordan, 2018).....	13
圖 1-12、 P 波、 S 波之 Q^1 與波數之關係(Lin & Jordan, 2018).....	14
圖 2-1、方法流程大綱.....	15
圖 2-2、東北日本一維平均速度模型與一維初始 Q 模型.....	16
圖 2-3、地震事件與測站分布圖.....	17
圖 2-4、S-net 測站之纜線與測站布設示意圖(Takagi et al., 2019).....	19
圖 2-5、旋轉矩陣之方位角、傾角與旋轉角度示意圖(Takagi et al., 2019).....	19
圖 2-6、地震波形旋轉校正前後之 XYZ 分量與 ENU 分量波形.....	20
圖 2-7、Hi-net、F-net 與 S-net 測站之儀器響應對不同頻率訊號之敏感度.....	21
圖 2-8、Hi-net 測站儀器響應移除前後之頻譜比較.....	21

圖 2- 9、F-net 測站儀器響應移除前後之頻譜比較	21
圖 2- 10、S-net 測站儀器響應移除前後之頻譜比較	22
圖 2- 11、傅立葉轉換、多重頻窗轉換與小波轉換之振幅頻譜 (Lin & Jordan, 2018).....	23
圖 2- 12、2019/08/15 地震事件在 SCSH 測站之波形.....	25
圖 2- 13、圖 2- 12 之波形所轉換之時頻圖	25
圖 2- 14、圖 2- 13 對時間做積分後之振幅頻譜	25
圖 2- 15、F-K 合成波形	27
圖 2- 16、 <i>P</i> 波、 <i>S</i> 波觀測振幅頻譜與合成振幅頻譜	27
圖 2- 17、地震力矩 M_0 與網格搜索之拐角頻率 f_c 分布圖.....	29
圖 2- 18、 <i>P</i> 波、 <i>S</i> 波之地震波線數量深度分布圖.....	30
圖 2- 19、北區 <i>P</i> 波衰減模型(10Hz)變異與資料變異之取捨曲線	34
圖 2- 20、不同 damping 所反演之頻率相依衰減模型	34
圖 2- 21、不同 smoothing 所反演之頻率相依衰減模型.....	35
圖 2- 22、震央距鄰近 50 個資料點平均之振幅頻譜殘差值與震央距之分布	35
圖 2- 23、 <i>P</i> 、 <i>S</i> 波在 1、5、10Hz 之場址殘差值.....	36
圖 2- 24、分區示意圖.....	37
圖 2- 25、東、北、西區之 <i>P</i> 波、 <i>S</i> 波地震波線數量深度分布圖.....	38
圖 2- 26、東、北、西區之地震波衰減頻率相依性.....	39
圖 3- 1、北區地震事件到各測站路徑上 <i>P</i> 波、 <i>S</i> 波的平均 <i>Q</i> 值.....	42
圖 3- 2、西區地震事件到各測站路徑上 <i>P</i> 波、 <i>S</i> 波的平均 <i>Q</i> 值.....	43
圖 3- 3、東區地震事件到各測站路徑上 <i>P</i> 波、 <i>S</i> 波的平均 <i>Q</i> 值.....	44

圖 3-4、0~50 公里之 Q_P 、 Q_S 二維分頻率相依衰減模型.....	45
圖 3-5、 Q_P 、 Q_S 資料點數分布圖.....	46
圖 3-6、 Q_P 、 Q_S 變異數分布圖.....	47
圖 3-7、隱沒帶示意圖(改編自 Stern, 2002).....	48
圖 3-8、地殼物質堆積在平行、垂直島弧方向之剖面示意圖(Kita et al., 2010).....	50
圖 3-9、千島弧前地塊與太平洋板塊的接觸位置示意圖(Kita et al., 2010).....	51
圖 3-10、典型隱沒帶與弧弧碰撞隱沒帶之作用示意圖剖面(Kita et al., 2014).....	51
圖 3-11、南北海道地電阻剖面圖(Ichihara et al., 2016).....	52
圖 3-12、北、西、東區之頻率相依 Q_P 、 Q_S	54
圖 3-13、日本地區的近地表熱流值與地溫梯度之分布圖(Tanaka et al., 2004).....	55
圖 3-14、北、西、東區之 Q_P/Q_S 隨深度之變化.....	57
圖 3-15、二維速度構造剖面與剖面位置示意圖(Fujie et al., 2016).....	59
圖 3-16、 V_P/V_S 構造之垂直剖面(Wang et al., 2022).....	60
圖 3-17、日本東北 coda Q 之頻率相依性分布圖(Matsumoto & Hasegawa, 1989).....	62
圖 3-18、每個地震分別傳遞至北、西、東區之 P 波、 S 波對深度積分後在各個頻 率下的 Q 值平均.....	63



第一章 緒論



1.1 研究動機

東北日本位處於太平洋板塊隱沒至鄂霍次克板塊之聚合型板塊邊界，其活躍的隱沒系統孕育了豐富的地震事件與火山活動。與此同時，東北—西南走向的千島島弧與南北走向的東北日本島弧於北海道轉角(Hokkaido corner)交會，造成下方隱沒之太平洋板塊呈現凹曲的形態(圖 1-1)。隱沒板塊的幾何形狀是控制岩漿作用與地幔動力學的重要機制之一，過去的研究顯示海洋板塊之凹曲變形造成沿著島弧方向上的隱沒板塊有不同的深度與隱沒角度(dipping angle)，可能影響地函楔的範圍(Chen & Claton, 2009)與脫水作用的深度(Kita et al., 2014)。凹曲的型態也可能讓隱沒板塊在不同位置上受到不一致的拉張/聚合應力，例如 Kuritani & Nakagawa (2016)認為在千島—東北日本島弧交界隱沒的太平洋板塊表面上之裂隙因受到較強的拉張應力而發展成更大的正斷層破裂，使斷層中夾帶的含水礦物之脫水作用更為旺盛(圖 1-2)。地震波能量衰減估算相較於地震波速計算上雖更為繁瑣複雜，但對於水、揮發物質的存在與否以及在地層中的溫度異常更加敏感(圖 1-3) (Tittmann et al., 1980; Winkler & Nur, 1982; Jackson et al., 2002; Karato, 2003)。同時地震波衰減分析對於地層異質性(heterogeneity)的強弱(Iritani et al., 2014)亦有解析能力。

於 2016 年 8 月開始紀錄的日本海溝海底地震津波觀測網(Seafloor observation network for earthquakes and tsunamis along the Japan Trench, S-net) 分布於日本東部外海，完整包覆了弧前到海溝的範圍(圖 1-4)。本研究除了陸上測站(Hi-net、F-net)之外，也加入了新架設的 S-net 資料以擴展往海溝方向的構造可解析範圍，更

有利於我們探討隱沒板塊與海溝分布區域之地震波衰減特性。

地震波衰減之頻率相依性反映了構造異質性的尺度大小 (Jackson & Anderson, 1970; Lin & Jordan, 2018)，並且能幫助我們判斷該區地震波的衰減機制應為內部吸收(intrinsic absorption)亦或散射(scattering loss)所主導。在前人研究中也顯示火山區域下方有較強的頻率相依性(Matsumoto & Hasegawa, 1989; Yamamoto & Ida, 1997; Carcolé & Sato, 2009)，構造複雜性高的東北日本—位處隱沒帶與島弧交界且有許多火山分布—其頻率相依性自然是十分值得研究的區域。

綜歸而言，本研究結合陸上測站和佈放在海床上的 S-net 波形資料，藉由地震波能量衰減分析探究東北日本不同分區之熱物質與流體分布行為，並討論其構造異質性強度與尺寸大小之差異，期望能夠對於此區域的地震波衰減構造有更清楚的認識。

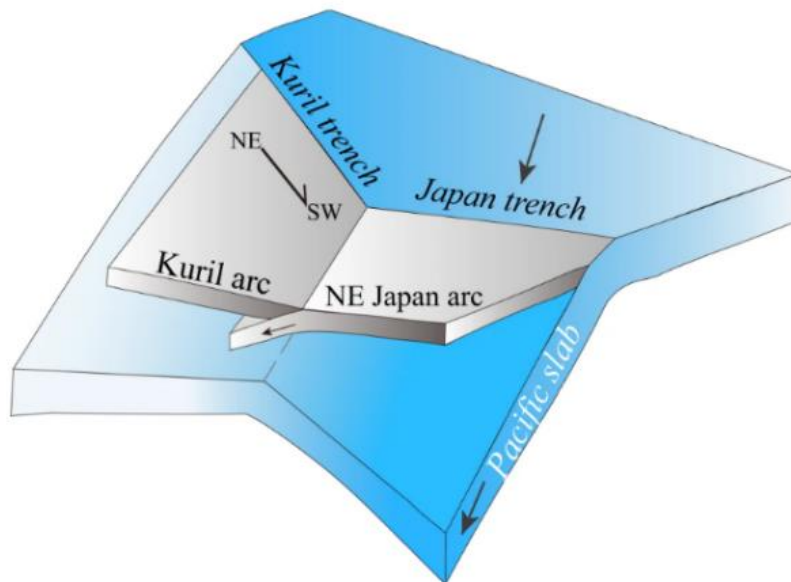


圖 1-1、板塊幾何示意圖(Hua et al., 2019)。

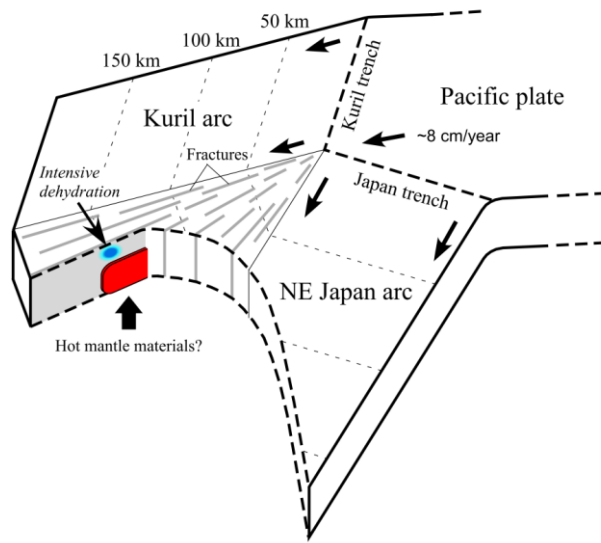


圖 1-2、彎曲的板塊隱沒造成的拉張應力讓表層的斷層或裂隙發展得更大，可能造成更旺盛的脫水作用(Kuritani & Nakagawa, 2016)。

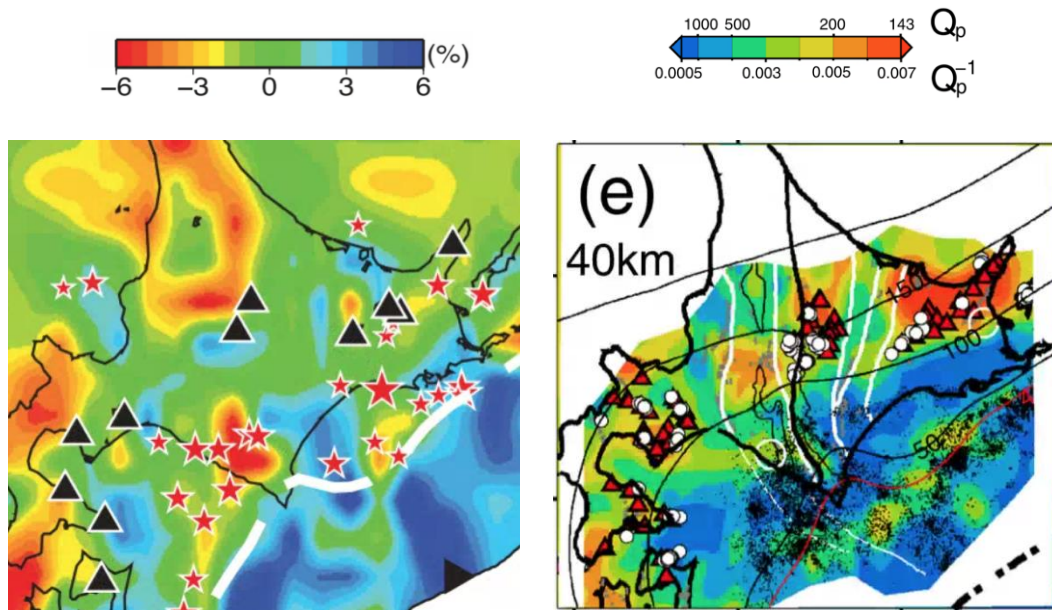


圖 1-3、北海道地區深度 40 公里之速度構造剖面(左，Liu et al., 2013)與衰減構造剖面(右，Kita et al., 2014)，黑/紅三角形為火山分布。火山下方常有向上移遷的流體、岩漿或岩漿庫，比較兩剖面同深度下，衰減構造在火山分布區域皆呈現高衰減異常(紅橘色)，速度構造則只有部分火山下方有低速異常(紅橘色)。

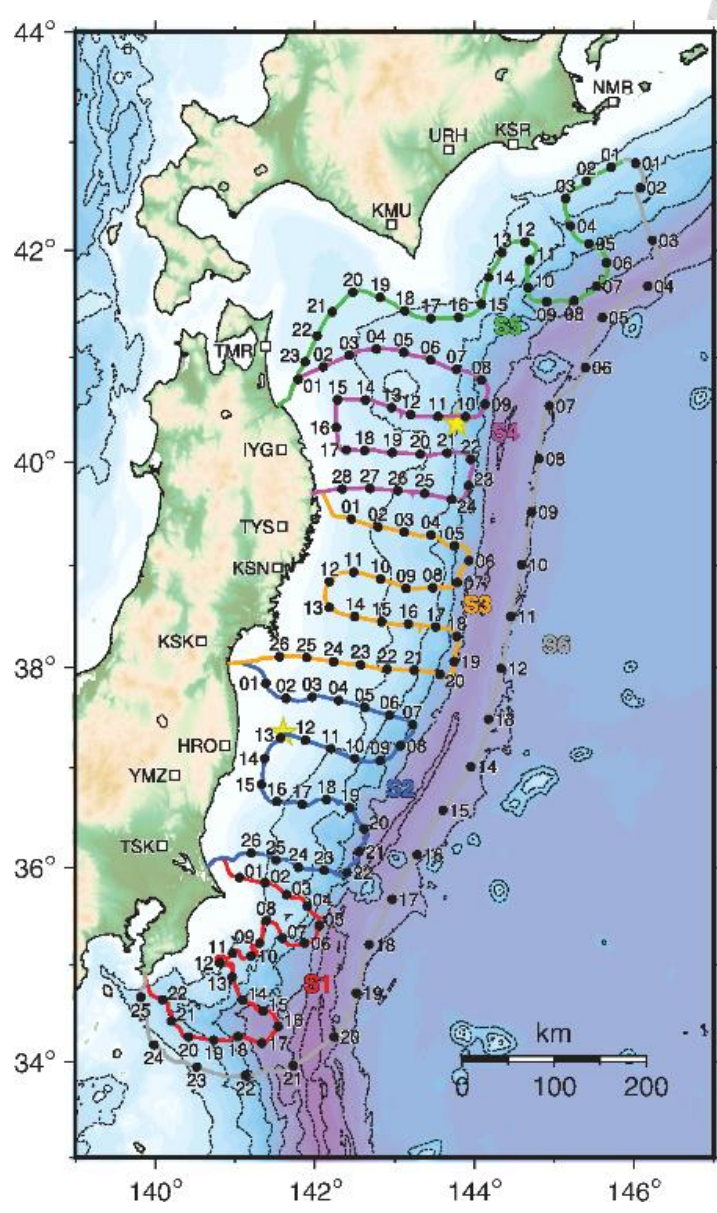


圖 1-4、S-net 測站分布圖(Takagi et al., 2019)。



1.2 研究區域之地質背景

東北日本可區分為北海道地方(Hokkaido)與東北地方(Tohoku)。北海道地方(圖 1-5)位於兩個活躍的島弧系統之交匯處：東北日本島弧和千島島弧。斜向隱沒的太平洋板塊驅動千島島弧的弧前地塊(Kuril forearc sliver)向東北日本島弧碰撞，導致北海道的地質單位多為南北走向分布，可將其分為三個主要區域，北海道西部、中部、與東部(Ueda, 2005)。北海道中部自第三紀早期以來經歷了兩個階段的碰撞：第一階段碰撞是侏羅紀晚期至古近紀的西向隱沒系統，第二階段則為白堊紀的東向俯衝系統(Kimura, 1996)。北海道中部的碰撞過程仍在持續中，因此日高山脈(Hidaka mountain)及其周圍地區統稱為日高碰撞區(Hidaka Collision zone, HCZ)。在北海道西部有一處低窪地—石狩低地帶(Ishikari Low Land)與大島半島(Oshima Peninsula)。石狩低地帶位於無火山區(Volcano-chain gap)，大島半島在地質學角度上被認為是本州東北地區的北部延伸(Carcolé & Sato, 2009)。北海道東部位於千島島弧，可依火山前緣分為前弧和後弧，弧前有第四紀沉積岩所組成的低地，如根釧台地(Konsen plateau)與釧路平野(Kushiro plain) (Carcolé & Sato, 2009)。

相較於位於島弧交界的北海道地方，東北地方的隱沒帶較為典型，前弧與後弧在地殼熱流值、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 等數值上皆有明顯對比(Tanaka et al., 2004; Sano & Nakajima, 2008)。東北地方的火山分布並非連綿地分布在火山前緣，而是以成群的方式間隔散布在島弧上(Nakajima et al., 2013)。

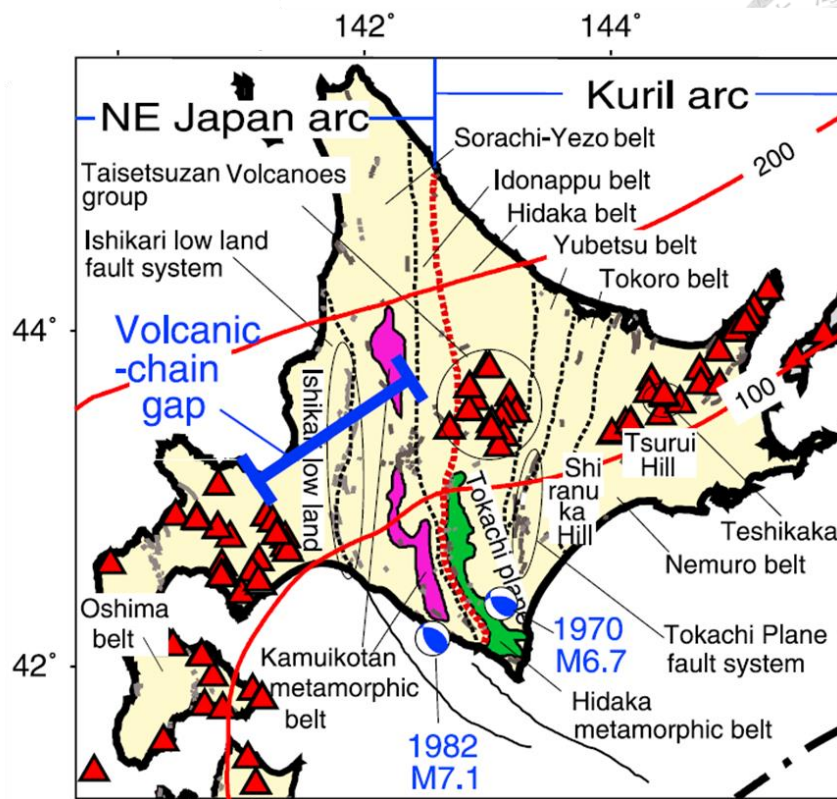


圖 1-5、北海道地質圖(Kita et al., 2014)。紅色三角形為火山，桃紅色與綠色色塊分別為神居古潭變質帶(Kamuikotan metamorphic belt)與日高變質帶(Hidaka metamorphic belt)。紅色實線標示了太平洋板塊表面等深線，紅色虛線為東北日本島弧(西)與千島島弧(東)的交界。黑色虛線為地質帶分界，灰色虛線為斷層分布。



1.3 地震波能量衰減

地震波經由地球內部物質傳遞的過程中，其能量隨傳遞距離之長短、所經地層之物理性質(溫度、孔隙率、含水量等)、地下構造之異質性強弱、場址等因素發生能量耗散的現象，即為地震波衰減。地震波衰減的機制主要可概分為兩種(Sato & Fehler, 2009)：(1)內部吸收(Intrinsic absorption)：地震波經地層傳遞時造成礦物晶粒間相對運動(晶界滑移，grain boundary sliding)，產生摩擦力使部分功轉換為熱能(Winkler et al., 1979)；(2)散射(Scattering loss)：因能量在不均質地層中傳遞，被異質物將部分能量反射或折射至其他方位而導致在測站端所接收到的能量較少。若能區別本質吸收與散射對震波衰減影響的程度，能使我們更能掌握震波傳遞與衰減在高異質性地層中的行為特徵。地震波衰減通常以無因次的吸收因子 Q (Quality factor) 來量化其能量衰減程度，其定義為在每一週期中所耗損能量之比例：

$$Q^{-1}(x, f) = \frac{\delta E}{2\pi E} \quad (\text{式 1-1})$$

Q 值愈大則衰減愈弱(圖 1-6)，可能反映了震波所經過介質具有低溫(Anderson & Given, 1982)、孔隙率小(Jia & Li, 2021)等性質；反之 Q 值愈小則衰減愈強，可能反映高溫、含水(Karato, 2003)、異質性高(Zhu et al., 2021)、孔隙率大等特性之波傳介質。

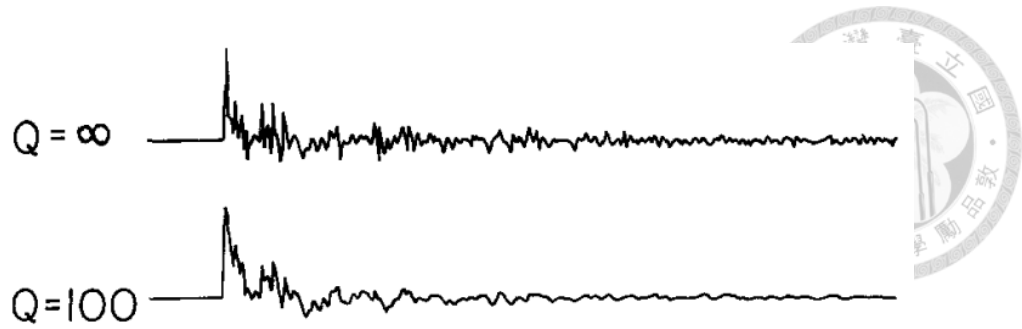


圖 1-6、能量經過內部衰減 $Q=\infty$ 無限大 (完全彈性介質，無衰減)與 $Q=100$ (非彈性介質，衰減強)之成層材料後的波形訊號(Richards & Menke, 1983)，衰減強的 $Q=100$ 的振幅比無衰減的 $Q=\infty$ 還要小、在高頻能量(尤其在 Coda 波中)也明顯耗損得多。

在過去日本區域地震波衰減之相關研究中，Carcolé & Sato (2009)以 Multiple lapse time window analysis 分別計算出全日本陸域之頻率相依內部衰減、散射衰減、頻率相依性構造，他們的結果顯示在北海道地方的日高碰撞帶有較強的內部衰減與散射衰減，其中內部衰減呈現高頻率相依，而散射衰減則沒有明顯地隨頻率變化(圖 1-7)，有火山分布的地方皆呈現較大的頻率相依性。Kita et al. (2014) 使用頻譜比值法 (Spectral ratio method) 反演整個北海道地區的非頻率相依地震衰減模型(圖 1-8)，發現島弧交界處的高衰減異常物質並提出了該物質可能為弧弧碰撞時被擠壓並往下隱沒的地殼物質之假設。Wang & Zhao (2019) 計算了太平洋板塊的 Q_P/Q_S 約落在 0.8~1.4；日本地區包含火山區域的地函楔 Q_P/Q_S 約落在 0.4 以下，他們認為 Q_P/Q_S 有機會做為溫度差異大或高含水量區域的指標數值。Matsumoto & Hasegawa (1989) 計算了東北地方 coda Q 之頻率相依性約為 0.6~1.2，並觀察到在火山下方有明顯的高頻率相依性異常。

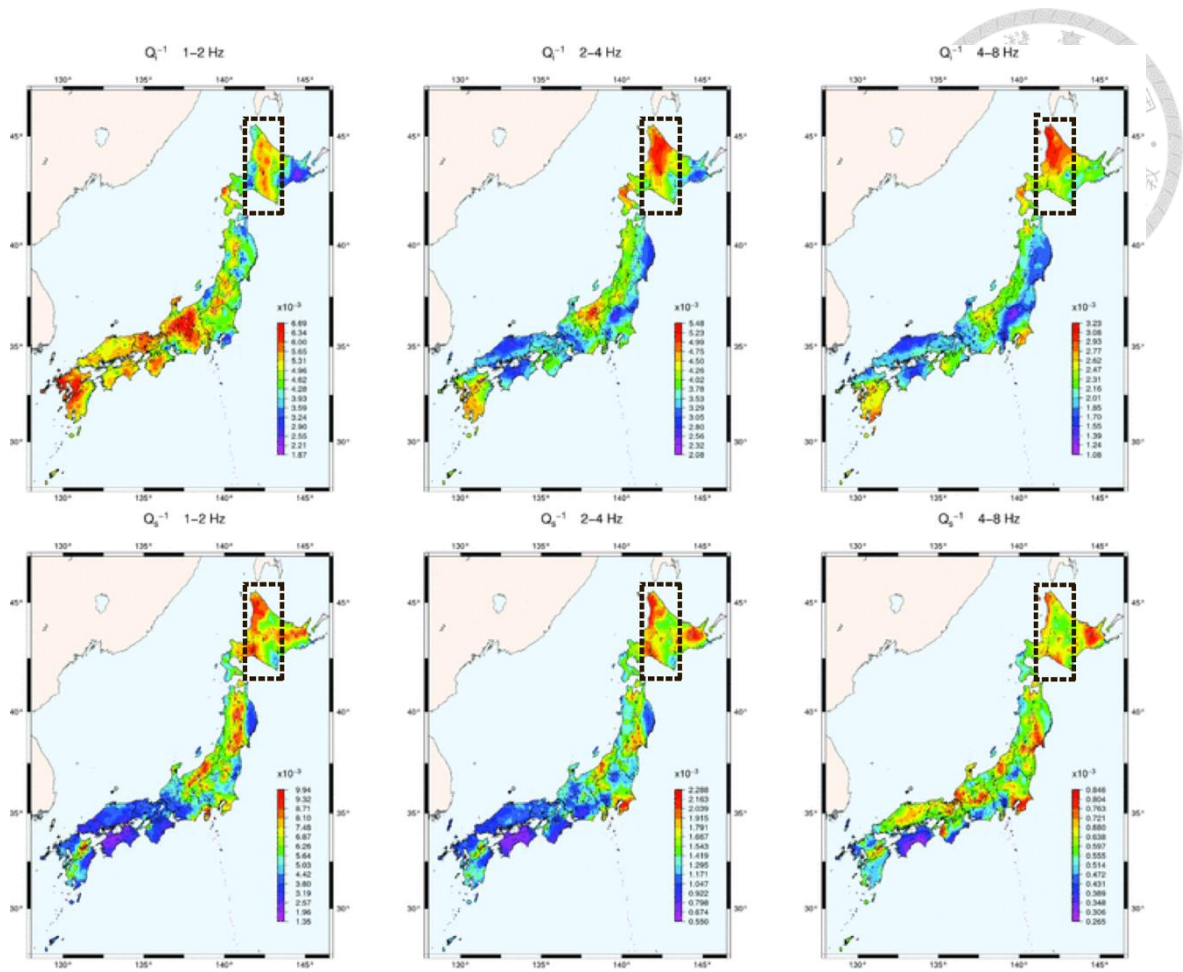


圖 1-7、日本頻率相依(左到右：1~2Hz、2~4Hz、4~8Hz)內部衰減(上)與散射衰減(下)構造(Carcolé & Sato, 2009)。顏色越接近橘紅代表衰減強(Q^1 值大)，越接近藍紫色代表衰減弱(Q^1 值小)。圖中黑色虛線框選之處為日高碰撞帶，內部衰減構造中有較明顯的頻率相依性，在散射衰減構造的頻率相依性則較不明顯。

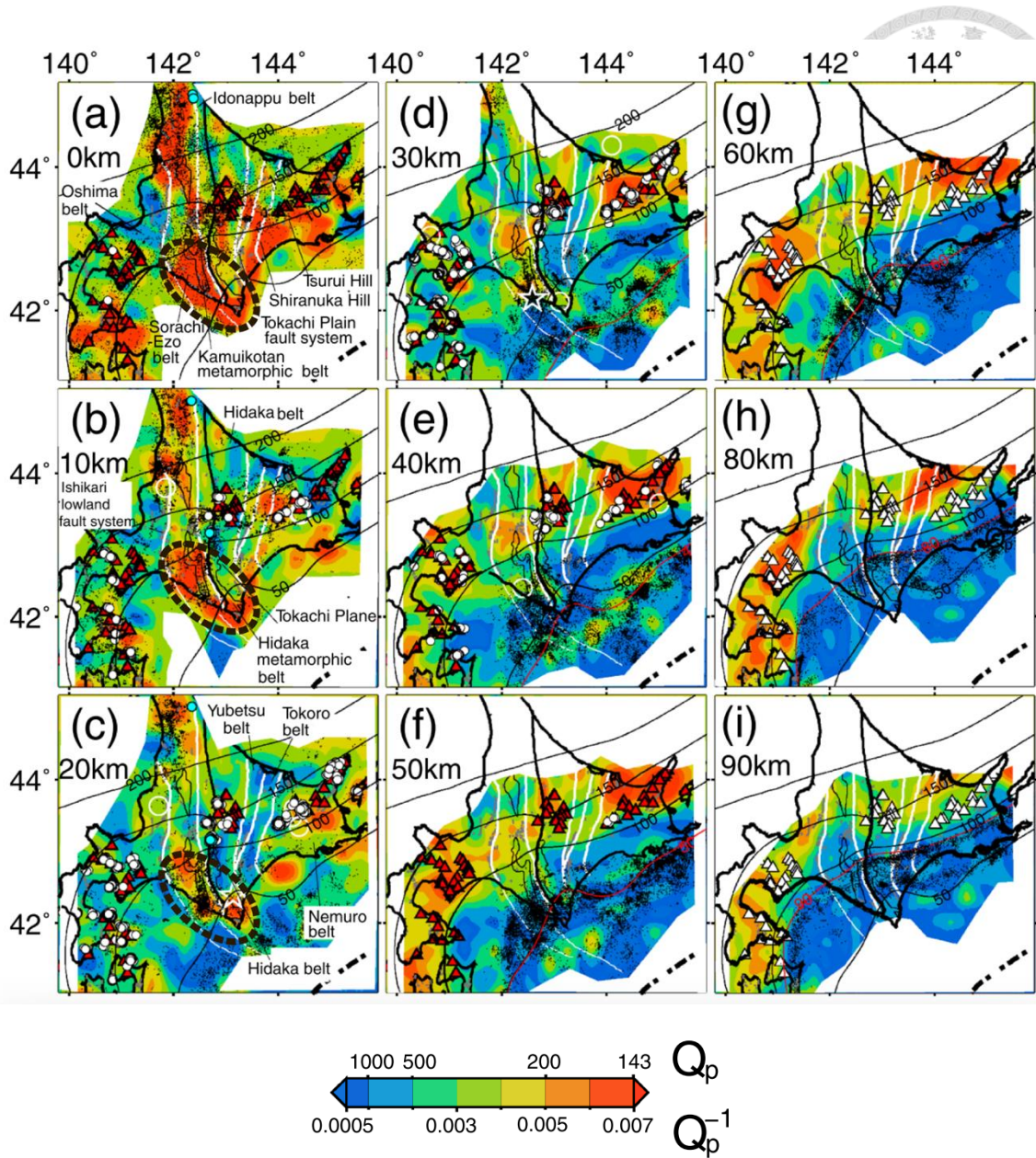


圖 1-8、Kita et al. (2014) 所反演之北海道下方三維非頻率相依衰減構造，紅色與白色三角形為火山。他們推測在 0~20 公里深之剖面(圖 a, b, c)中黑色虛線所框選的高衰減異常為弧弧碰撞時往下擠壓之地殼物質。



1.3.1 地震波衰減之頻率相依性

當波傳介質達一定程度之異質性時，異質物的尺度大小會對相對應波長(即特定頻率)的地震波造成散射衰減，因而使地震衰減有較強的頻率相依性(Jackson & Anderson, 1970)。在過去的研究中顯示在地體構造較活躍的區域，其地震波衰減通常有較高的頻率相依性(Singh & Herrmann, 1983; Mitchell, 1995)，亦有研究指出火山有較強的頻率相依性(Matsumoto & Hasegawa, 1989; Yamamoto & Ida, 1997; Carcolé & Sato, 2009)。火山區域下方的岩漿自岩漿庫補充到火山口的路徑上會形成多種內部構造，如：在垂直方向上的主熔岩通道(conduit/pipe)、熔岩岔道(dike)，若岩漿溢漫到岩層層面之間則會形成的平行岩層方向的侵入性火成岩脈(sill)(圖 1-9)，這些不同形狀、尺度的內部構造會使不同頻率的地震波能量產生散射，因而有較強的頻率相依性(Yamamoto & Ida, 1997)。

地震波衰減之頻率相依性通常以 α 來量化頻率相依性的強弱：

$$Q(f) = Q_0 \left[\frac{f}{f_0} \right]^\alpha, 0 < \alpha < 1 \quad (\text{式 1-2})$$

其中 f 為頻率、 f_0 為參考頻率、 Q_0 為參考 Q 值。 α 為介於 0 到 1 的值，當 α 值越接近 0 代表無頻率相依性、衰減情形不隨頻率變化；當 α 值越接近 1 則代表頻率相依性強、衰減行為隨頻率變化。

Lin & Jordan (2018) 使用了小波轉換(Wavelet transform)計算振幅頻譜、反演出美國南加州地殼構造(0~35 公里)的頻率相依地震衰減模型(圖 1-10)並計算出其頻率相依性(圖 1-11)。接著將頻率 f 換算成波數 k (wavenumber)後與 Sato & Fehler (2009) 用 root-mean-square relative amplitude ε , characteristic outer scale a , Bessel order ν , 與 cutoff scattering angle ψ_c 四個異質性構造參數所描述的散射衰減

波數相依性模型與觀測資料做擬合，並得到在異質性模型參數 $\varepsilon = 8.1\%$, $a = 10\text{km}$, $\nu = 0.22$, $\psi_c = 40$ 度時與觀測資料有最佳擬合結果(圖 1-12)，而這些數值也與前人研究所得到的南加州地殼異質性參數結果相符： $a_H \approx 5\text{-}10\text{ km}$, $\varepsilon \approx 5\text{-}10\%$, $\nu \lesssim 0.3$ (Plesch et al., 2014; Savran & Olsen, 2016; Süss & Shaw, 2003)。因此根據頻率相依性與散射衰減模型之模擬，該研究推測南加州地殼的地震波衰減構造由彈性散射機制所主導。

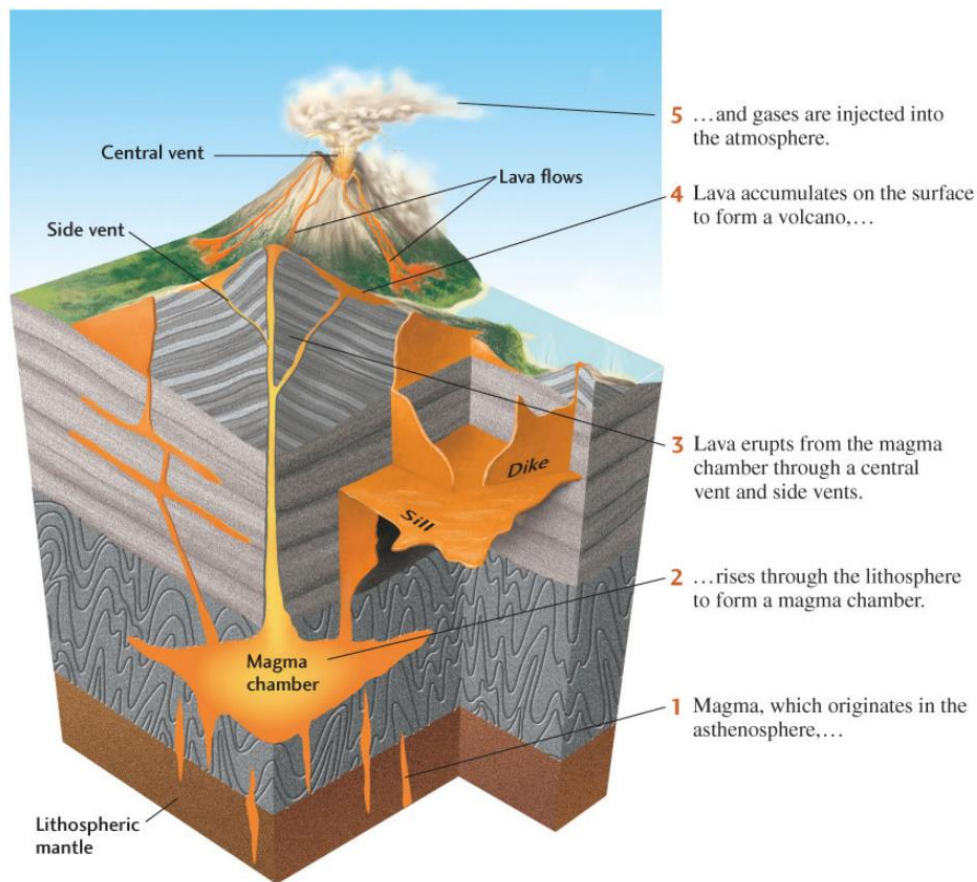


圖 1-9、岩漿管道系統示意圖(Grotzinger & Jordan, 2010)。

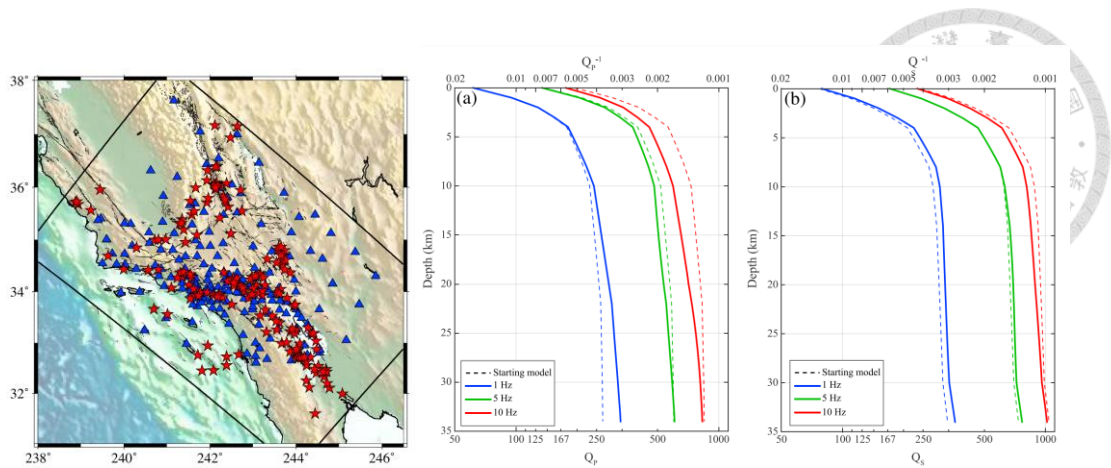


圖 1-10、美國南加州地區之 P 波(中)、 S 波(右)頻率相依衰減構造(藍：1Hz、綠：5Hz、紅：10Hz，虛線為初始模型)(Lin & Jordan, 2018)，衰減構造反演範圍如左圖矩形框選範圍所示。

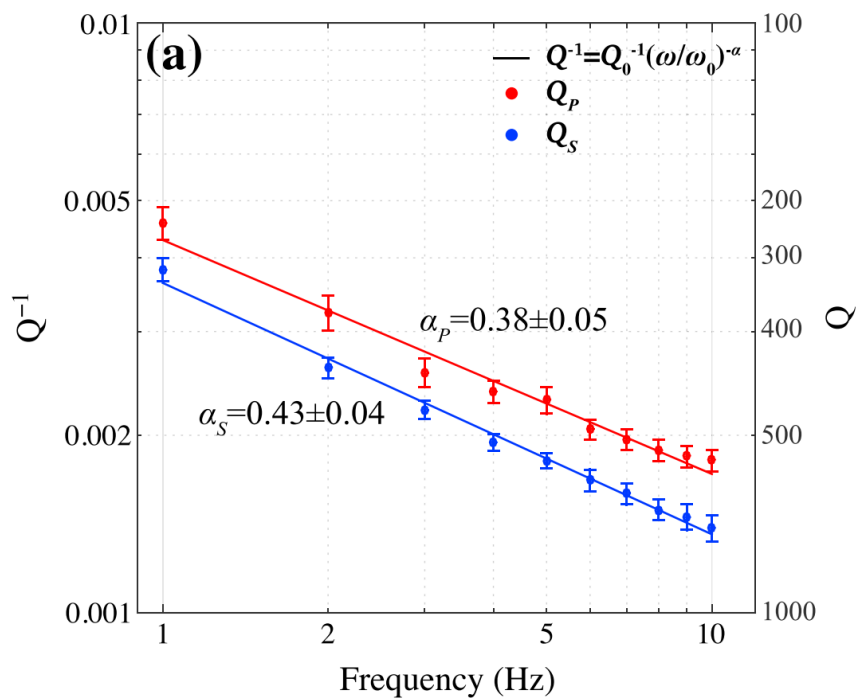


圖 1-11、繼圖 1-10 衰減構造之頻率相依性，紅色為 P 波、藍色為 S 波(Lin & Jordan, 2018)。橫軸為頻率，縱軸為各個頻率對深度平均之 Q 值，線性回歸後的斜率即為用來表示頻率相依性的參數 α ， α_p 約為 0.38、 α_s 約為 0.43。

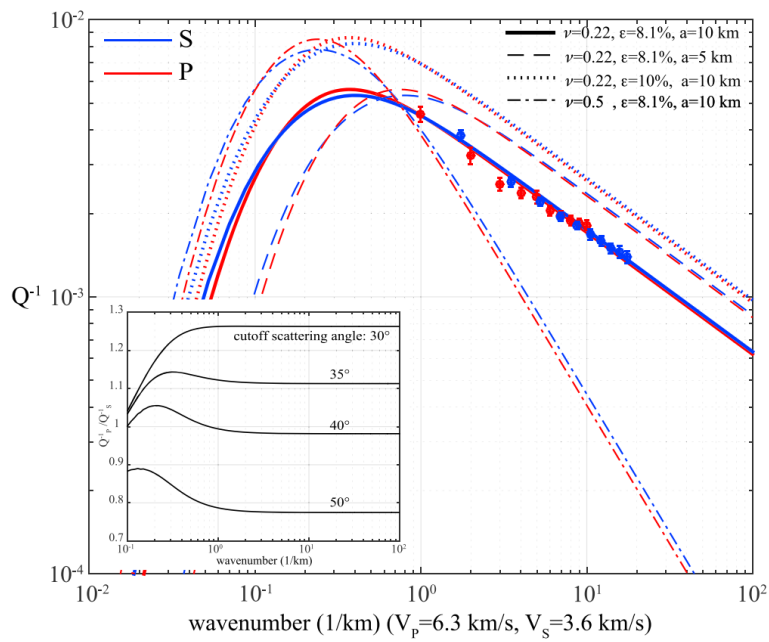


圖 1-12、紅、藍色點分別為 Lin & Jordan (2018) 中 P 波與 S 波之 Q^{-1} 與波數 k (wavenumber) 的關係(cutoff scattering angle $\psi_c=40$ 度)。紅、藍色虛線為不同參數組合之 Sato-Fehler 散射衰減模型，觀測資料與此模型在 $\epsilon=8.1\%$, $a=10\text{km}$, $\nu=0.22$, $\psi_c=40$ 度時有最佳擬合(紅、藍實線) (Lin & Jordan, 2018)。

在我們的研究範圍中涵蓋了島弧交界隱沒帶的北海道地方、典型隱沒帶的東北地方以及海床海溝，讓我們得以對三者的衰減特性進行比較與討論。本研究將：(1) 以典型的方法計算出「二維非頻率相依地震衰減構造」，以觀察其側向變化與潛在的衰減機制；以及 (2) 根據 Lin & Jordan (2018) 的方法，用小波轉換得到振幅頻譜並計算出「一維頻率相依地震衰減構造」及其 Q_p/Q_s 與頻率相依性 (α 值) 以探討在東北日本之流體飽和度(fluid saturation)、構造異質性以及其衰減機制應為本質吸收(intrinsic absorption)亦或散射(scattering)所主導。

第二章 研究方法



本章將對資料處理、時序分析、合成頻譜、 Q 值計算與衰減構造反演方法做詳細的介紹，流程大綱如圖 2-1 所示。

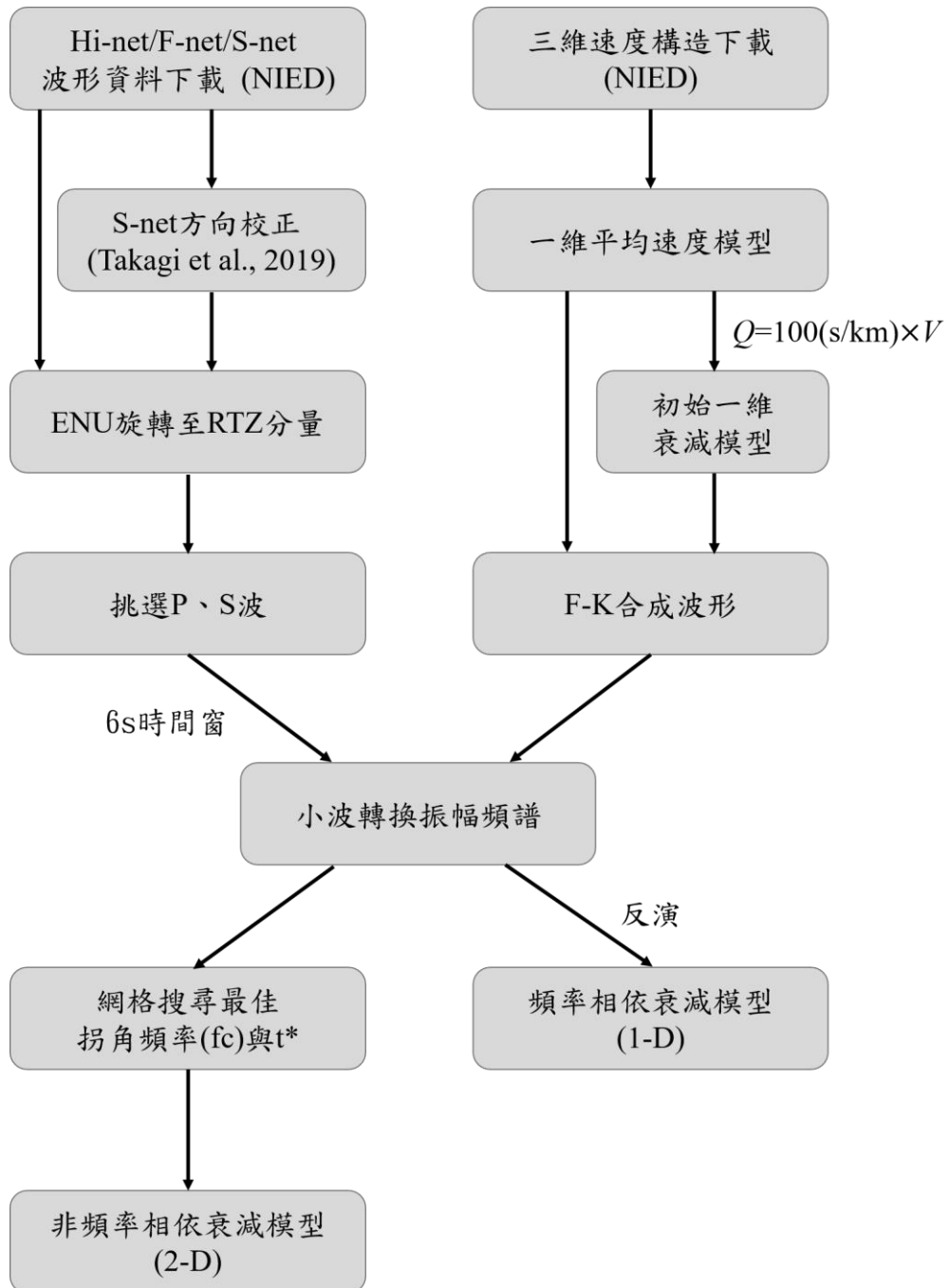


圖 2-1、方法流程大綱。



2.1 一維初始模型建立

本研究自日本防災科學技術研究所(National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, NIED) 取得研究範圍之三維地震速度構造(Matsubara et al., 2019)，對水平方向做平均得到隨深度變化之一維速度模型(圖 2-2 左)，用於後續計算合成波形之步驟(詳見 2.5 節)。接著對一維速度模型乘以一衰減與速度之經驗關係 $Q=100(\text{s/km})\times V_S$ (Olsen et al., 2003)，計算出合成波形(見 2.5 節)及反演一維衰減模型之初始模型(圖 2-2 右)，模型深度範圍包含地殼及上部地函(0~260 公里)。

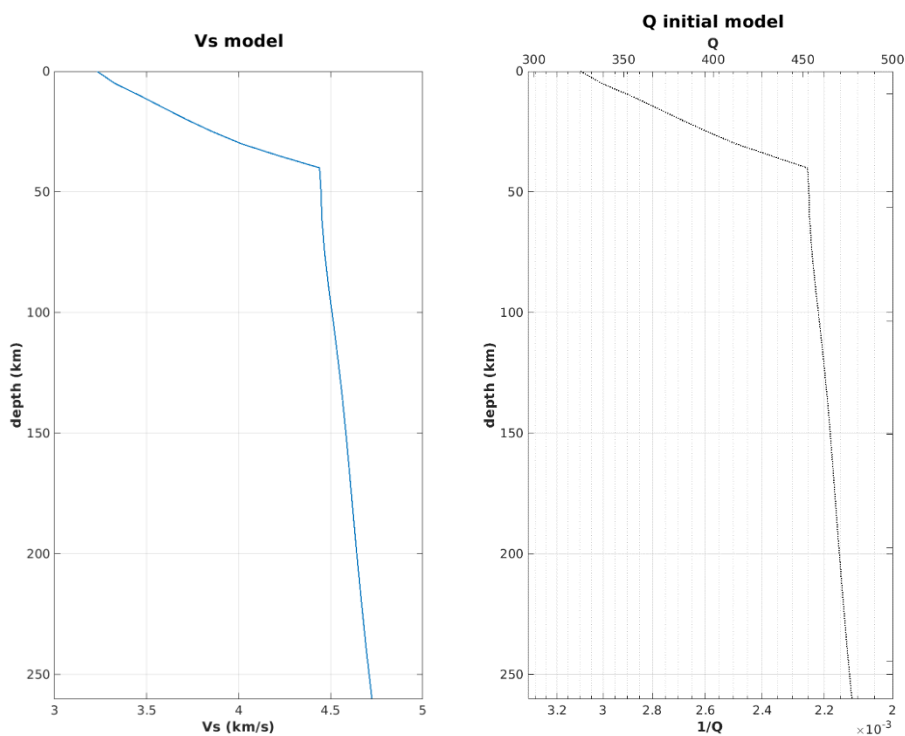


圖 2-2、由 NIED 提供之東北日本三維速度構造側向平均後得出之一維速度模型(左)與一維初始 Q 模型(右)。



2.2 地震目錄與觀測網

本研究使用 59 個區域地震(深度範圍落在 10~260 公里、日本氣象廳地震規模介於 5.5~6.9 之間)，並自日本防災科學技術研究所下載三個地震觀測網之波形資料(圖 2- 3): (1) 高感度地震觀測網(High Sensitivity Seismograph Network Japan, Hi-net)，(2) 廣帶域地震觀測網(Broadband Seismograph Network, F-net)，以及 (3) 日本海溝海底地震津波觀測網(Seafloor observation network for earthquakes and tsunamis along the Japan Trench, S-net)。

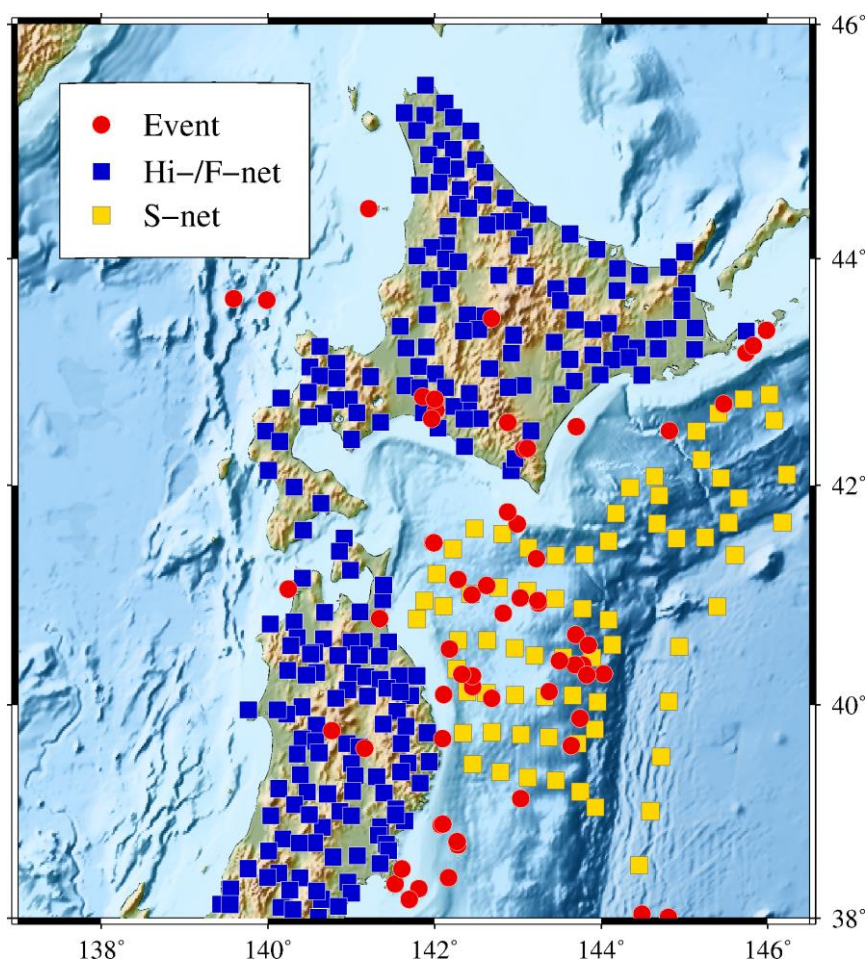


圖 2- 3、地震事件與測站分布圖。紅色圓點為地震事件，藍色與黃色方格分別為本研究中有使用到的陸域(Hi-net 及 F-net)與海域(S-net)觀測站。



2.3 地震資料處理

2.3.1 S-net 方向校正

S-net 屬於電纜式海底地震儀，其三分量地震儀之方位角取決於海底纜線的走向(圖 2-4 之色標箭頭指向)，其波形資料中的 X(平行海纜)、Y(垂直海纜)、Z(垂直海床)分量之方向為平行海纜、垂直海纜與垂直海床。Takagi et al. (2019) 計算了 S-net 各測站所應修正之方位角 φ (azimuth)、傾角 λ (tilt)與旋轉角度 θ (rotation) (圖 2-5)，並將之彙整成旋轉矩陣 \mathbf{R} ：

$$\mathbf{R} = \begin{pmatrix} \cos\varphi\cos\lambda & \cos\varphi\sin\lambda\sin\theta - \sin\varphi\cos\theta & \cos\varphi\sin\lambda\cos\theta + \sin\varphi\sin\theta \\ \sin\varphi\cos\lambda & \sin\varphi\sin\lambda\sin\theta + \cos\varphi\cos\theta & \sin\varphi\sin\lambda\cos\theta - \cos\varphi\sin\theta \\ -\sin\lambda & \cos\lambda\sin\theta & \cos\lambda\cos\theta \end{pmatrix} \quad (\text{式 2-1})$$

為了在後續步驟中能夠量測到更準確之 P 波與 S 波振幅，本研究使用 Takagi et al. (2019) 的旋轉矩陣對 S-net 的波形資料做方向修正，將其原本的 X、Y、Z 分量旋轉至 E(東西)、N(南北)、U(上下)分量：

$$\begin{pmatrix} a_{E'}(t_i) \\ a_{N'}(t_i) \\ a_{U'}(t_i) \end{pmatrix} = \mathbf{R} \begin{pmatrix} a_X(t_i) \\ a_Y(t_i) \\ a_Z(t_i) \end{pmatrix} \quad (\text{式 2-2})$$

以 2019/08/15 之地震事件(經度=141.34°E；緯度=40.79°N；深度=92.60 公里；日本氣象廳規模 M_{JMA} =5.5，圖 2-4 黃星標示處)傳遞至 S-net 的 S4N01 測站(經度=141.79°E；緯度=40.79°N；方位角=-134.27；傾角=3.57±0.0065；旋轉角度=0.95±0.0078；圖 2-4 紅圈處)之地震波形為例(圖 2-6)，旋轉前之 XYZ 分量波形如圖 2-6 左所示，經過旋轉校正之後轉換成圖 2-6 右之 ENU 分量。

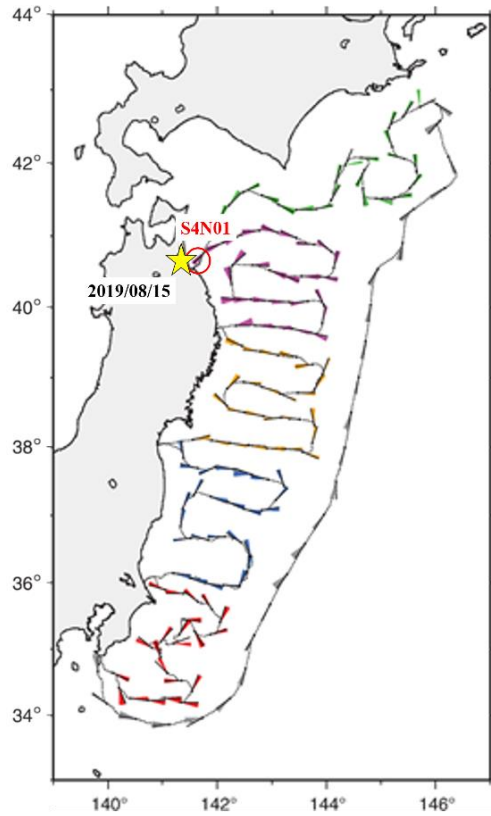


圖 2-4、S-net 測站之纜線與測站布設示意圖，色標箭頭方向為地震儀感測器之方位角，不同顏色代表不同段纜線系統(Takagi et al., 2019)。黃星為 2019/08/15 事件之震央，紅圈為 S4N01 測站所在位置。

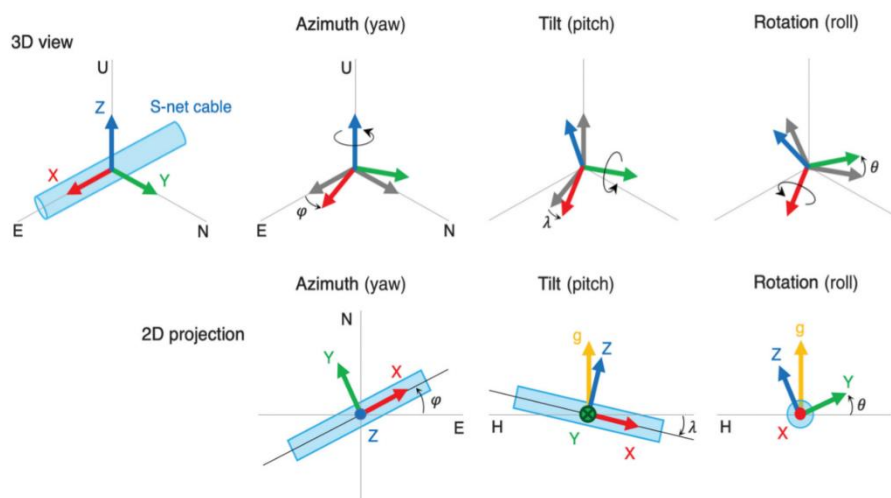


圖 2-5、旋轉矩陣會對地震儀之方位角(azimuth)、傾角(tilt)與旋轉角度(rotation)進行校正(Takagi et al., 2019)。

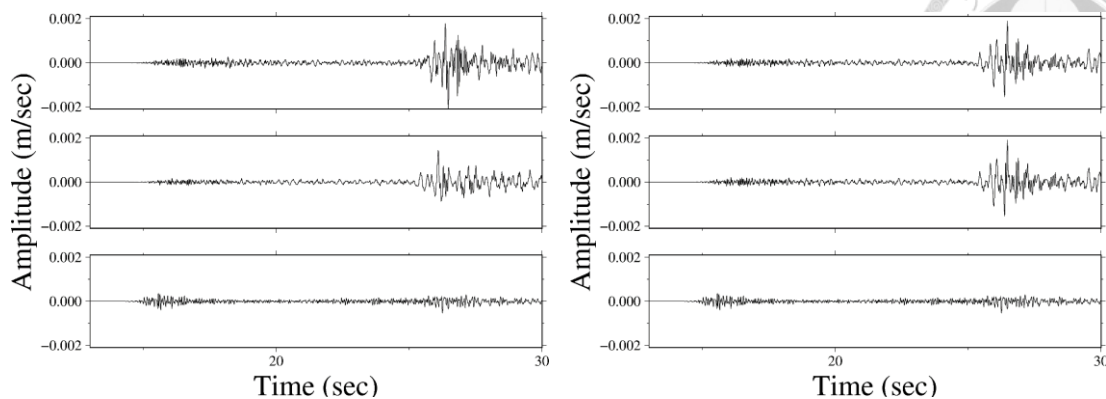


圖 2- 6、本研究地震目錄中 2019/08/15 的地震波形在 S4N01 站之 XYZ 分量波形 (左上、左中、左下)與校正方向後的 ENU 分量波形(右上、右中、右下)。

2.3.2 去除儀器響應

為了清楚記錄地震訊號並屏除非相關信息，大部分的地震儀會根據測網的功能需求在設計上對特定頻段的振幅做增益或壓制。在我們所使用的地震觀測網中，Hi-net 測網使用高感度地震儀，能夠偵測到較微小的地震，對 2~12Hz 的訊號較為敏感；F-net 測網使用寬頻地震儀，對 0.01~7Hz 左右的訊號有較高的敏感度；S-net 測站使用 OMNI-2400 地震儀紀錄，對 11Hz 以上的高頻訊號較為敏感(圖 2-7)。為得到絕對振幅值，我們必須去除儀器響應(instrument response)。此外，由於本研究所使用的頻段落在 1~10Hz，故若沒有去除儀器響應可能會使 Hi-net 資料的 1~2Hz、F-net 資料的 7~10Hz 與 S-net 資料的低頻地震波振幅被壓抑，造成特定頻率的振幅不精確，進而影響後續分析與結果。圖 2- 8~圖 2- 10 展示了本研究所使用的三個地震觀測網的測站所記錄 2019/08/15 地震事件之 Z 分量波形(發震前 1 分鐘至後 5 分鐘)移除儀器響應前後之傅立葉轉換頻譜比較。

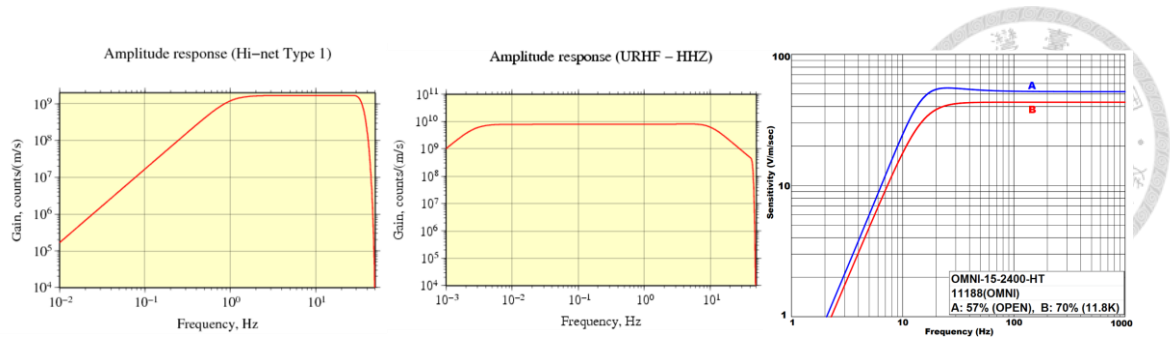


圖 2-7、(由左至右)Hi-net、F-net 與 S-net 測站之儀器響應對不同頻率訊號之敏感度(National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, n. d.; Geospace, n. d.)。

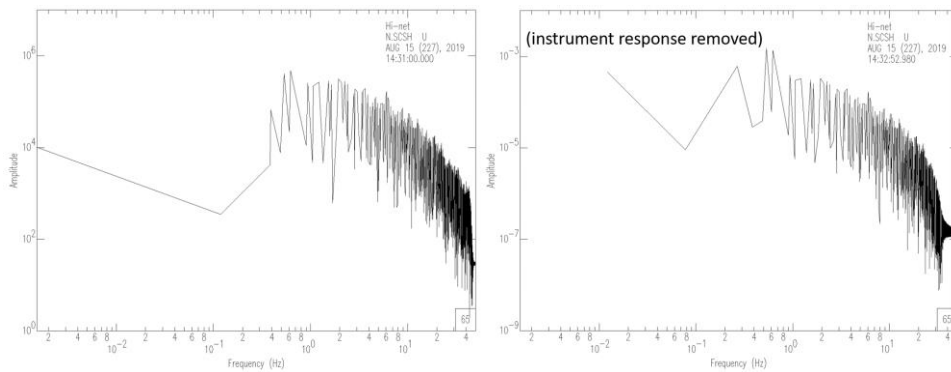


圖 2-8、Hi-net 的 SCSH 測站所記錄 2019/08/15 地震事件之 Z 分量波形在儀器響應移除前(左圖)與移除後(右圖)之頻譜比較。

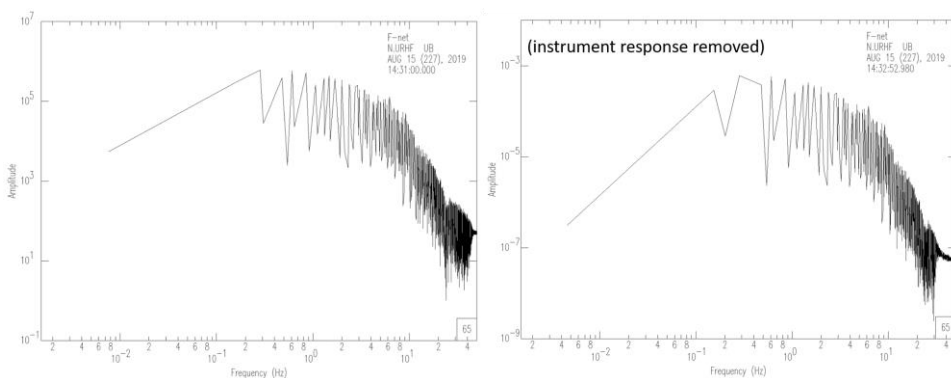


圖 2-9、F-net 的 URHF 測站所記錄 2019/08/15 地震事件之 Z 分量波形在儀器響應移除前(左圖)與移除後(右圖)之頻譜比較。

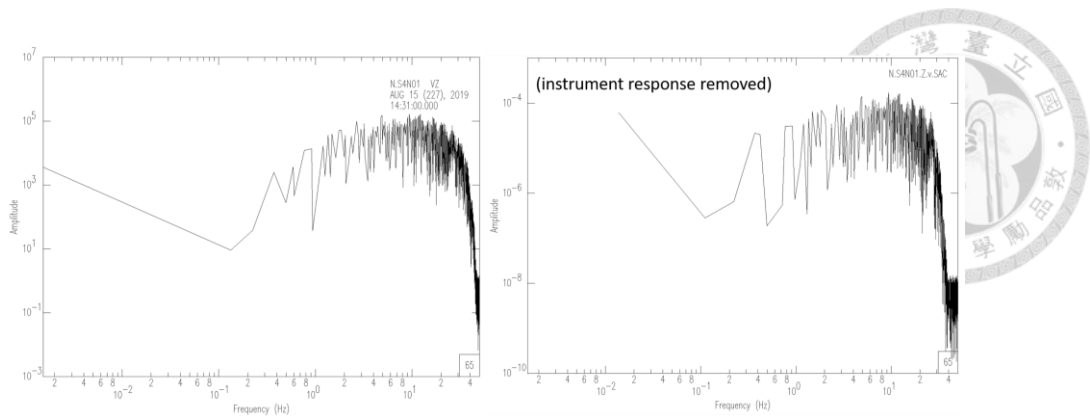


圖 2-10、S-net 的 S4N01 測站所記錄 2019/08/15 地震事件之 Z 分量波形在儀器響應移除前(左圖)與移除後(右圖)之頻譜比較。

2.3.3 分量旋轉與波相挑選

為準確挑選波相，我們將 Hi-net、F-net 與方向校正完後的 S-net 的所有波形資料中的 E、N、U 分量轉換至 R、T、Z 分量，再自 Z 分量與 T 分量分別挑選 *P* 波與 *S* 波之震相。本研究使用 SAC(Seismic Analysis Code)以人工方式挑選波相到時，選取有清晰可見之 *P* 與 *S* 波且低背景噪訊。經過篩選後我們獲得 14,793 個 *P* 波、14,084 個 *S* 波走時紀錄以及 28,877 個初達波形紀錄。

2.3.4 理論波線軌跡計算

波相挑選後的 *P* 波與 *S* 波到時會結合一維速度模型、地震及測站之位置資訊，計算出每一個地震事件到測站的理論波線軌跡(ray tracing) (Koketsu & Sekine, 1998; Huang et al., 2013)，並運用在之後非頻率相依衰減模型的計算與頻率相依衰減模型的反演計算中。



2.4 時序分析

Lin & Jordan (2018)的研究中比較了小波轉換(Wavelet Transform)、多重頻窗轉換(Multitaper Transform)與傅立葉轉換(Fourier transform)後的頻譜(圖 2- 11)。其結果顯示傅立葉轉換的振幅頻譜在各頻段間皆有明顯振幅波動，而透過小波轉換與多重頻窗轉換的振幅頻譜則相對平滑(圖 2- 11 左)；然而多重頻窗轉換所得到的振幅頻譜總能量相較於傅立葉轉換有低估的情形，小波轉換所得到的振幅頻譜總能量則更接近傅立葉轉換(圖 2- 11 右)。為量測各個頻率之振幅並兼顧振幅頻譜總能量之正確性，本研究選用了小波轉換做為時序分析的工具。

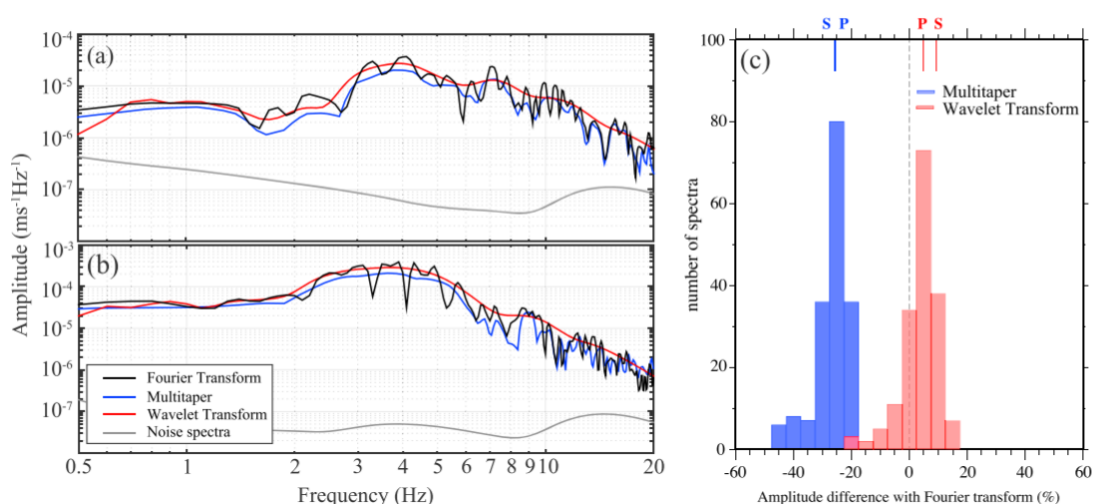



圖 2- 11、(a)與(b)分別為 *P* 波與 *S* 波之傅立葉轉換(黑線)、多重頻窗轉換(藍線)與小波轉換(紅線)所得到的振幅頻譜。右圖為小波轉換(紅色直方)與多重頻窗轉換(藍色直方)相較於傅立葉轉換之振幅頻譜能量差的統計圖，縱軸為頻譜資料個數，上方橫軸標示了 *P* 波與 *S* 波振幅頻譜能量差之平均值(Lin & Jordan, 2018)。



本研究使用 2.3.3 節挑選之波相到時(seismic phase arrival)，自 P 波與 S 波到時之前 1 至後 5 秒(共 6 秒)擷取個別的時間窗，再取 P 波到時前 5 秒作為噪訊之時間窗，並篩選訊噪比(signal-to-noise ratio)大於 2.0 之 P 波與訊噪比大於 1.5 之 S 波進行後續分析。接著將時間窗中的訊號利用小波轉換(wavelet transform)成時頻圖(spectrogram)並對時間做積分得到振幅頻譜(amplitude spectrum)。圖 2- 12 為 2019/08/15 地震事件在 SCSH 測站在 Z 分量(左)與 T 分量(右)上的波形，紅色與藍色縱線分別為 P 、 S 波到時。粉色、藍色、橘色色塊分別為 P 波、 S 波、噪訊之時間窗。將時間窗中的訊號以小波轉換為時頻圖後(圖 2- 13)對時間做積分即可得振幅頻譜(圖 2- 14)，包含了 P 波(紅色實線)、 S 波(藍色實線)、 P 波噪訊(紅色虛線)、 S 波噪訊(藍色虛線)之振幅頻譜，圖 2- 14 亦顯示資料噪訊比高，資料品質也相當穩定。

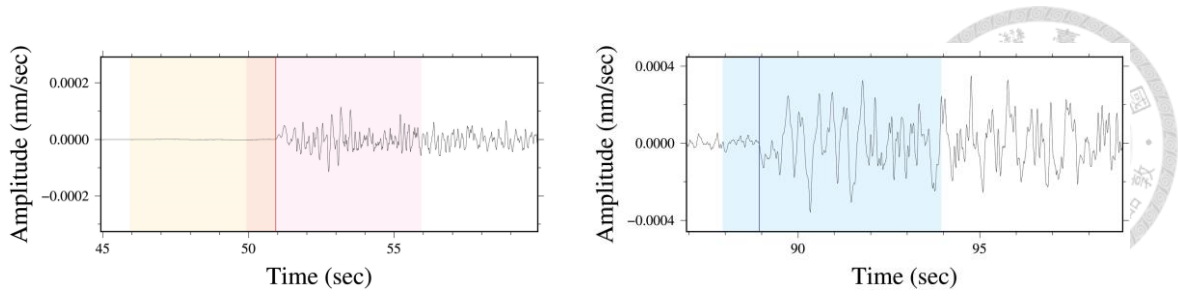


圖 2- 12、2019/08/15 地震事件在 SCSH 測站之波形，左為 Z 分量，右為 T 分量。
紅色與藍色縱向線分別為 P 波、S 波到時，紅色、藍色與橘色色塊分別為 P 波、S 波、噪訊之時間窗範圍。

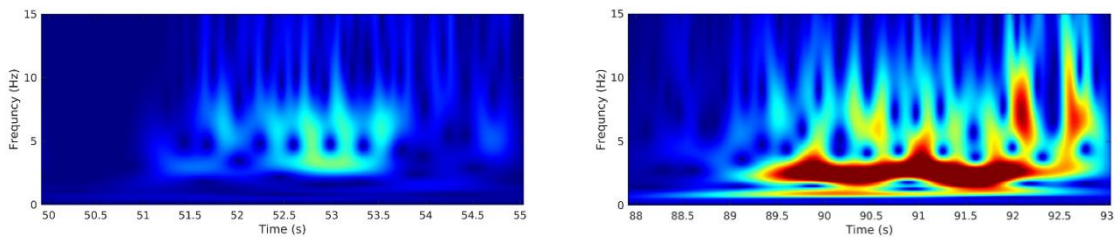


圖 2- 13、由圖 2- 12 之波形所轉換之時頻圖，左為 P 波、右為 S 波(地震事件：
2019/08/15，測站：SCSH)。

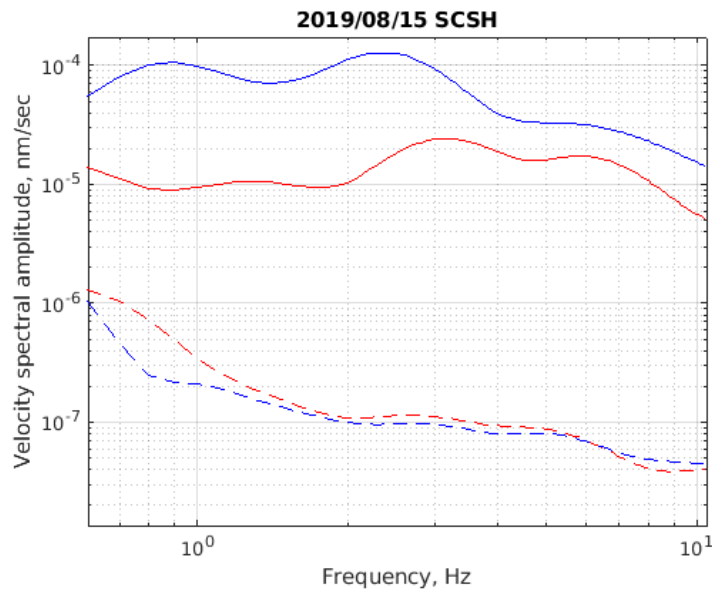


圖 2- 14、由圖 2- 13 對時間做積分後所得 P 波(紅實線)、S 波(藍實線)、P 波噪訊
(紅虛線)、S 波噪訊(藍虛線)之振幅頻譜(事件：2019/08/15，測站：SCSH)。



2.5 F-K 合成理論波形

本研究利用合成波形及其頻譜的計算，將已知或可估計知振幅效應從觀測振幅頻譜中扣除，此作法可減少地震波衰減模型反演時的模型參數，並穩定 Q 值反演結果(詳見 2.7 節)。考慮合成波形計算效率及此研究的範圍屬區域性，Frequency-Wavenumber (F-K) Method (Zhu & Rivera, 2002) 為較適合的方法，此方法可用於計算水平分層模型的理論格林函數，並合成理論地震波形。

模擬波形的分層模型中為 5 公里一層(深度範圍：0~260 公里，共 53 層)，並使用 2.1 節提及的速度模型與地震波衰減(Q)模型、震源機制(strike、dip、rake)、震源與測站位置(經度、緯度、深度)計算地震波之格林函數後再合成出理論波形。圖 2-15 展示了以 F-K method 計算 2019/08/15 地震事件傳遞至 SCSH 測站(同 2.4 節中所展示資料之事件與測站)之理論波形與時間窗(用於下一步驟的小波轉換)。接著對合成波形用小波轉換計算出合成頻譜，其振幅的效應包含了：(1) 初始模型之路徑衰減效應(path effects) (2) 幾何效應(geometric spreading)、(3) 震源效應(source effect)、與 (4) 震源輻射(radiation pattern)。

圖 2-16 展示了 2019/08/15 地震事件傳遞至 SCSH 測站之觀測地震波(圖 2-12)與 F-K 合成地震波(圖 2-15)經小波轉換的 P 波、 S 波振幅頻譜。觀測與合成波形經小波轉換後皆得到平滑的頻譜，且 F-K 合成的振幅頻譜值與觀測相近。

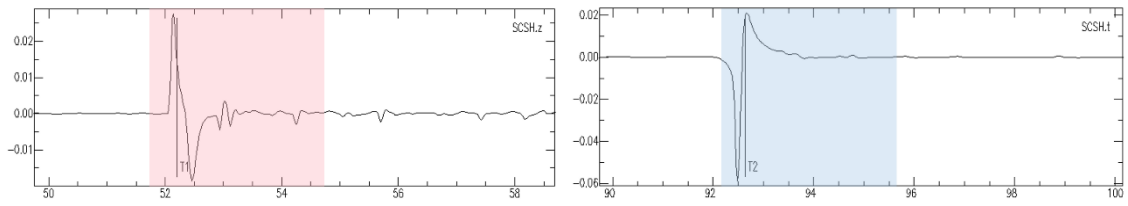


圖 2-15、以 F-K method 計算 2019/08/15 地震事件傳遞至 SCSH 測站(同 2.4 節)之波形，左為 *P* 波，右為 *S* 波。T1 與 T2 分別為 *P* 波、*S* 波到時，粉色與藍色色塊分別為 *P* 波、*S* 波之時間窗。

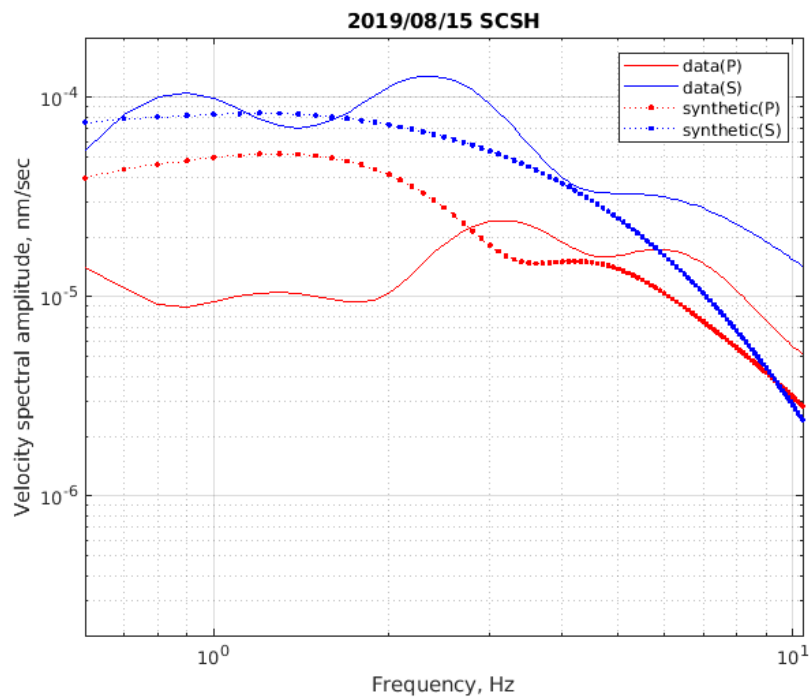


圖 2-16、事件 2019/08/15 到 SCSH 測站之 *P* 波(紅色實線)、*S* 波觀測振幅頻譜(藍色實線)與合成振幅頻譜(紅色、藍色點虛線)。



2.6 非頻率相依衰減構造

計算地震衰減需先量測振幅頻譜，第 i 個事件傳遞至第 j 個測站的振幅頻譜可以表示為：

$$A_{ij}(f) = S_i(f) \times I_j(f) \times R_j(f) \times \exp(-\pi f t_{ij}^*) \quad (\text{式 2-3})$$

其中 f 為頻率、 $A_{ij}(f)$ 為頻譜之振幅大小、 $S_i(f)$ 為震源頻譜、 $I_j(f)$ 為儀器效應、 $R_j(f)$ 為近地表之場址效應、 $\exp(-\pi f t^*)$ 為波傳介質對振幅造成的衰減效應、 t^* 為路徑衰減運算子 (t^* -operator)，反映了波傳介質的衰減特性，其定義為將沿著波傳路徑的 Q^{-1} 對時間積分：

$$t_{ij}^* = \int_{\text{path}} \frac{1}{Q} dt \quad (\text{式 2-4})$$

本研究假設震源模型皆符合 Brune-type source model (Brune, 1970)，震源頻譜 $S_i(f)$ 可表示為：

$$S_i(f) = \frac{1}{1 + \left(\frac{f}{f_{ci}}\right)^2} \quad (\text{式 2-5})$$

f_c 為振幅頻譜之拐角頻率 (corner frequency)，反映震源效應。將式 2-5 代入式 2-3 後，振幅頻譜 $A_{ij}(f)$ 可改寫為：

$$A_{ij}(f) = \left[\frac{1}{1 + \left(\frac{f}{f_{ci}}\right)^2} \right] \times I_j(f) \times R_j(f) \times \exp(-\pi f t_{ij}^*) \quad (\text{式 2-6})$$

我們使用網格搜索 (grid search)，設定應力降 $\Delta\sigma$ (stress drop) 需落在 0.1~20 MPa 的範圍內並找出最佳的拐角頻率 f_c (corner frequency) 與路徑衰減運算子 t^* 。圖 2-17 中的藍綠圓圈顯示了我們找出的拐角頻率與地震力矩之關係，圓圈大小代表地震數量，草綠色虛線為在假設 S 波速度為 4.5m/s 時不同應力降下的地震力

矩與拐角頻率關係(Madariaga,1976; Eshelby, 1957; Ko et al., 2012)，由此圖可確認我們所找出的拐角頻率之應力降範圍。



接著，我們用 $t^*=T/Q$ (T 為 2.3.3 節中人工挑選之走時) 把 t^* 換算成路徑上的平均 Q 值(path-averaged Q)，將研究區域以 0.3 度乘以 0.3 度的網格劃分，並依據 2.3.4 節中所計算出的波線追蹤軌跡，把經過各個網格所有波線的 Q 值加權平均，得到二維的地震衰減模型(詳見 3.1 節)。圖 2- 18 為 P 波、 S 波在不同深度之地震波線數量分布圖，由此圖可見在過了 50 公里深的區域資料開始銳減，因此在二維地震衰減模型中我們只使用 0~50 公里深度範圍的資料來做計算。

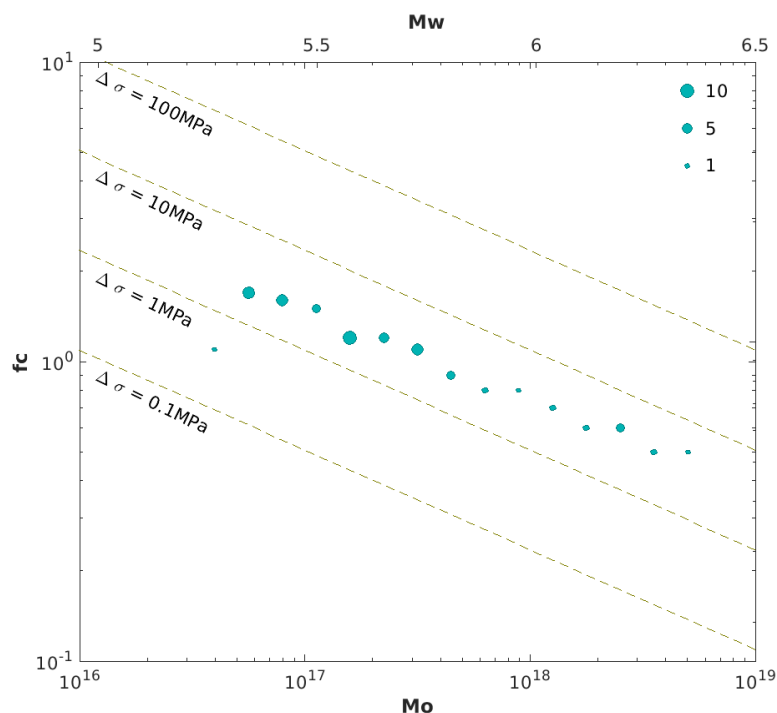


圖 2- 17、本研究地震所計算出來的地震力矩 M_0 (seismic moment) 與網格搜索出來的拐角頻率 f_c (corner frequency) 分布圖(圖中實心圓圈，圓之大小代表地震數量)。虛線為假設 S 波速度為 4.5m/s 時，不同應力降(stress drop, $\Delta\sigma$) 下的地震力矩與拐角頻率關係(Madariaga,1976; Eshelby, 1957; Ko et al., 2012)。

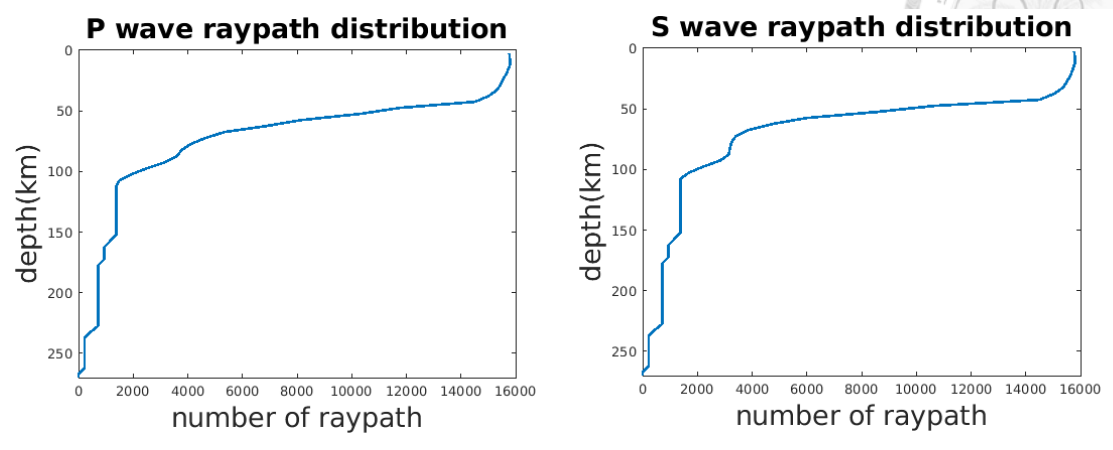
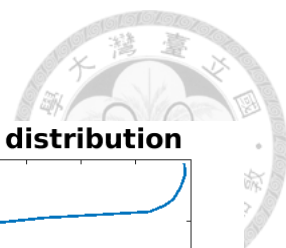


圖 2- 18、*P*波、*S*波(左、右)之地震波線數量深度分布圖。



2.7 頻率相依衰減構造

為減少反演時的模型參數及提高 Q 值逆推的穩定度，我們利用觀測振幅頻譜 $A_{ij}(f)$ 與合成振幅頻譜 $\tilde{A}_{ij}(f)$ 取對數後相減的方式將已知的振幅效應：幾何效應、Brune-type 震源效應(source effect)、震源輻射(radiation pattern)以及參考模型預估的路徑衰減效應(path effect)從觀測振幅中扣除，此殘差值我們表示為 $d_{ij}(f)$ (式 2-7)，包含了：(1) 假設 Brune-type 震源模型之震源殘差 s_i 、(2) 路徑效應 $-\pi f \Delta t_{ij}^*$ 、及(3) 場址效應 r_j ，此三項即為地震波衰減逆推中的三組模型參數。

$$d_{ij}(f) \equiv \ln \left[\frac{A_{ij}(f)}{\tilde{A}_{ij}(f)} \right] = s_i(f) - \pi f \Delta t_{ij}^*(f) + r_j(f) \quad (\text{式 2-7})$$

其中 i 為地震事件、 j 為測站、 f 為頻率。路徑項中所包含的 $\Delta t_{ij}^*(f)$ 定義為：

$$\Delta t_{ij}^*(f) = \int_0^{z_{max}} T_{ij}(z) \Delta q(z, f) dz \quad (\text{式 2-8})$$

$T_{ij}(z)$ 為路徑上的 Fréchet kernel，本研究之頻率範圍介於 1-10 Hz，屬於較高頻頻段，因此採用波線理論計算 $T_{ij}(z)$ ， $\Delta q(z, f)$ 定義為實際地震波衰減因子 (Q^{-1}) 與參考地震波衰減因子 (\tilde{Q}^{-1}) 之差值：

$$\Delta q(z, f) \equiv Q^{-1}(z, f) - \tilde{Q}^{-1}(z, f) \quad (\text{式 2-9})$$

其中 z 為深度， f 為頻率。本研究將模型以 53 層深度(每 5 公里為一層，深度 0~260 公里) 劃分，將所有資料的振幅頻譜殘差 $d_{ij}(f)$ (式 2-7) 代入線性逆推公式 (式 2-10) 對 P 、 S 波的 10 個頻率(每 1Hz 一個頻率，1~10Hz) 分別進行反演。

$$\mathbf{Gm} = \mathbf{d} \quad (\text{式 2-10})$$

其中 \mathbf{m} 為 model vector，包含了 59 個地震的 $s_i(f)$ 、326 個測站 $r_j(f)$ 與 53 層不同深度上的 $\Delta q(z, f)$ ，共 438 個未知項。 \mathbf{G} 矩陣(Gram matrix) 則為 $-\pi f T_{ij}(z)$ 。

在逆推問題中，我們使用的資料數量大於模型參數的個數，因此使我們欲解決的問題成為超定問題(overdetermined problem)，其解為非唯一模型解。加入正規化(regularization)可以幫助我們穩定非唯一解的逆推系統，因此本研究在反演的環節中控制 weighting、damping、與 smoothing 三個參數，調整參數之方法如下：

(1) weighting：由於震源、測站與路徑項對模型的影響佔比不同，為了讓三個項目能對模型有同等的影響程度，我們會給予不同的權衡。我們將 Q 值之 weighting (W_Q) 固定為 1，並找出震源與測站的 weighting (W_{Source} 、 $W_{Receiver}$) 使得 $W_{Source} * G_{Source} = W_{Receiver} * G_{Receiver} = W_Q * G_Q$ 。最後我們使用 $W_Q=1$ 、 $W_{Source}=66.8$ 、 $W_{Receiver}=66.8$ 作為針對三組模型參數反演項的 weighting。

(2) damping：我們畫出 damping=100~100000 所對應的模型變異(model norm) 與資料變異(variance reduction)的取捨曲線(trade-off curve)，並為不同頻率選擇曲線拐點之 damping 以確保我們的模型相較於初始模型有所變化、但又不致淪於對資料過度解釋。以北區 P 波衰減模型為例(分區方法詳見本節之圖 2-24)，我們找出模型與資料變異之取捨曲線最大曲度之處(maximum curvature)即拐點對應之 damping 在 1~10Hz 分別為[500, 500, 500, 500, 500, 1000, 1400, 1800, 2000, 2400]，以此組 damping 反演之模型如圖 2-20(中)所示。圖 2-20 展示了 10Hz 模型之取捨曲線，10Hz 模型之拐點位於紅點標示處，該處 damping 值為 2400。此模型相較於初始模型有明顯變異，且在地震分布較少之深度範圍有收斂至初始模型。為比較不同 damping 值對模型造成的差異，我們使用[5000, 5000, 5000, 5000, 5000, 10000, 14000, 18000, 20000, 24000](圖 2-20 中的藍點，取捨曲線之左端點)與[5, 5,

5, 5, 5, 10, 14, 18, 20, 24] (圖 2- 20 中的綠點，取捨曲線之右端點)大、小兩組 damping 來反演模型。圖 2- 20 左圖為大 damping 值所反演之模型，有較小的模型與資料變異，且與初始模型非常相近、幾乎沒有變化；而圖 2- 20 右則為小 damping 值所反演之模型，雖有最大的模型變異，但有過度解釋資料之虞，理論上在鮮少地震分布之深度所能影響模型的程度有限，此模型在深至 250 多公里處仍有偏明顯的變化(本研究地震深度分布詳見圖 2- 24 之剖面圖)，其變化應為 damping 調控所致，而非實際構造所反映之結果。

(3) smoothing：有鑒於實際構造理論上較不易出現突大的擾動以及資料量在不同深度的分佈也可能影響模型變異程度，我們加入 smoothing 參數以控制模型在深度上的平滑程度，使模型在垂直方向上具有合理的連續性。本研究在選用 smoothing 上為了不讓各個區域的模型因不同 smoothing 而有不同程度的變異，我們在三個區域的 Q_p 、 Q_s 皆統一使用同樣的 smoothing 值。在測試過多組數值並在模型變化有合理連續性且保有垂直方向變化兩個要點之間折衷後，我們選用 50000 做為模型反演的 smoothing。以 2019/08/15 事件為例，在圖 2- 21 展示了使用 5000000 (左)、50000(中，本研究最終選用之 smoothing)、與 5(右)不同 smoothing 值所反演之模型。當 smoothing 恰到好處時(圖 2- 21 中)，可觀察到其不同深度上的模型變異，且數值連貫、無不合常理的大幅度擾動。而在 smoothing 太大的狀況下(圖 2- 21 左)，垂直方向上可能存在的變化皆因過度平滑而無法觀察到；smoothing 太小時(圖 2- 21 右)，則模型容易受資料量多寡主導，圖中震源深度 92.60 公里處因資料量在深度上的差異而有很大的擾動，並非由實際地層之衰減特性所反映。

我們取震央距鄰近的資料每 50 點做平均，將反演前(圖 2- 22 左)與反演後(圖 2- 22 右)的 P 、 S 波(圖 2- 22 上、下)在 1Hz(藍)、5Hz(紅)、10Hz(橘)之振幅頻譜殘差值 $d_{ij}(f)$ (式 2-7)繪製於圖 2- 22。在 P 與 S 波反演後的殘差值相較於反演前皆明顯變小，顯示本研究之反演方法能有效地減少殘差。

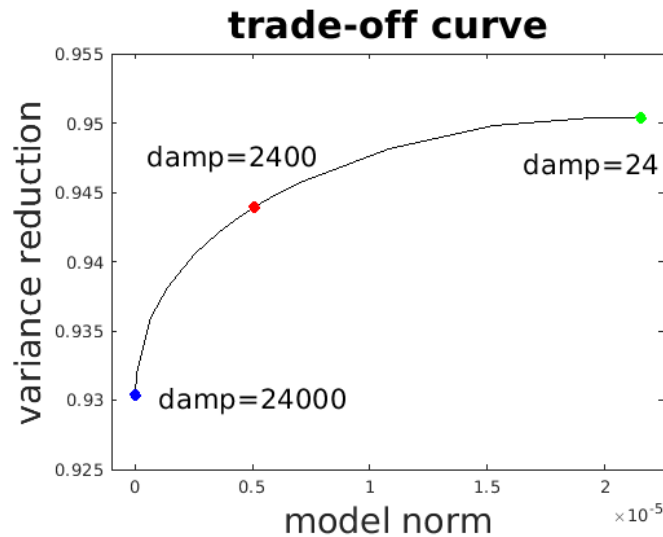


圖 2- 19、北區 P 波衰減模型(10Hz)變異與資料變異之取捨曲線。當 damping 設定為 24000 時(藍點)有較小的模型與資料變異；當 damping=24 時(綠點)有較大的模型與資料變異；當 damping=2400 時(紅點)，模型與資料變異達到取捨曲線之拐點處。

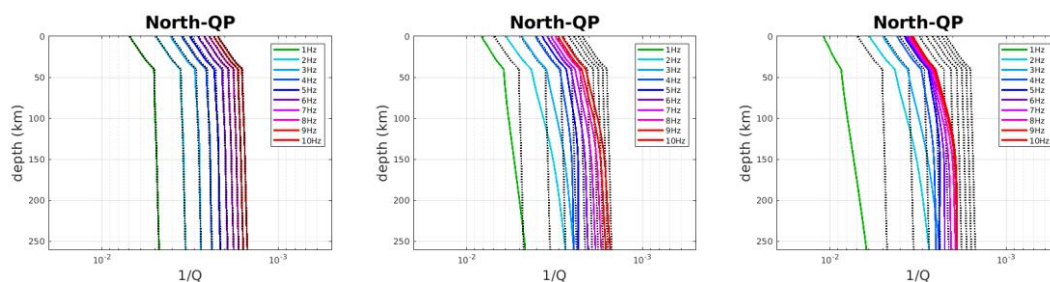


圖 2- 20、北區之 P 波頻率相依衰減模型，橫軸為 Q_P^{-1} ，縱軸為深度。綠色到紅色曲線為 1~10Hz 之模型，虛線為初始模型。左、中、右圖分別為使用過大、適當、過小的 damping 值所反演之模型。

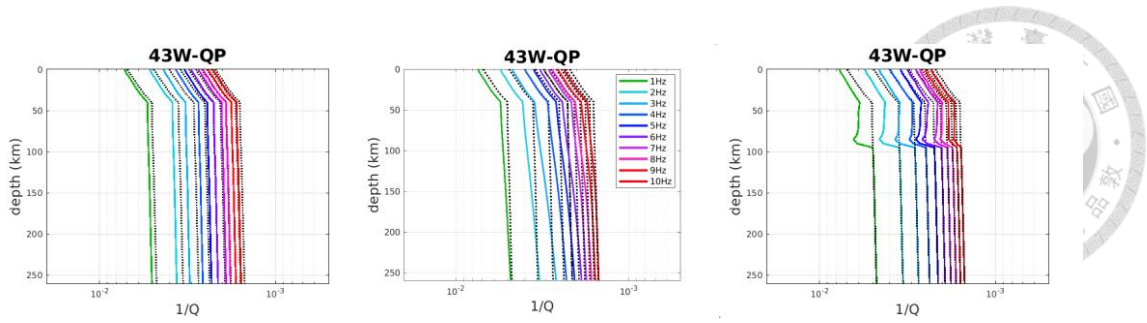


圖 2-21、2019/08/15 事件傳到西區測站之 P 波頻率相依衰減模型，橫軸為 QF^{-1} ，縱軸為深度。綠色到紅色曲線為 1~10Hz 之模型，虛線為初始模型。左、中、右圖分別為使用過大、適當、過小的 smoothing 值所反演之模型。

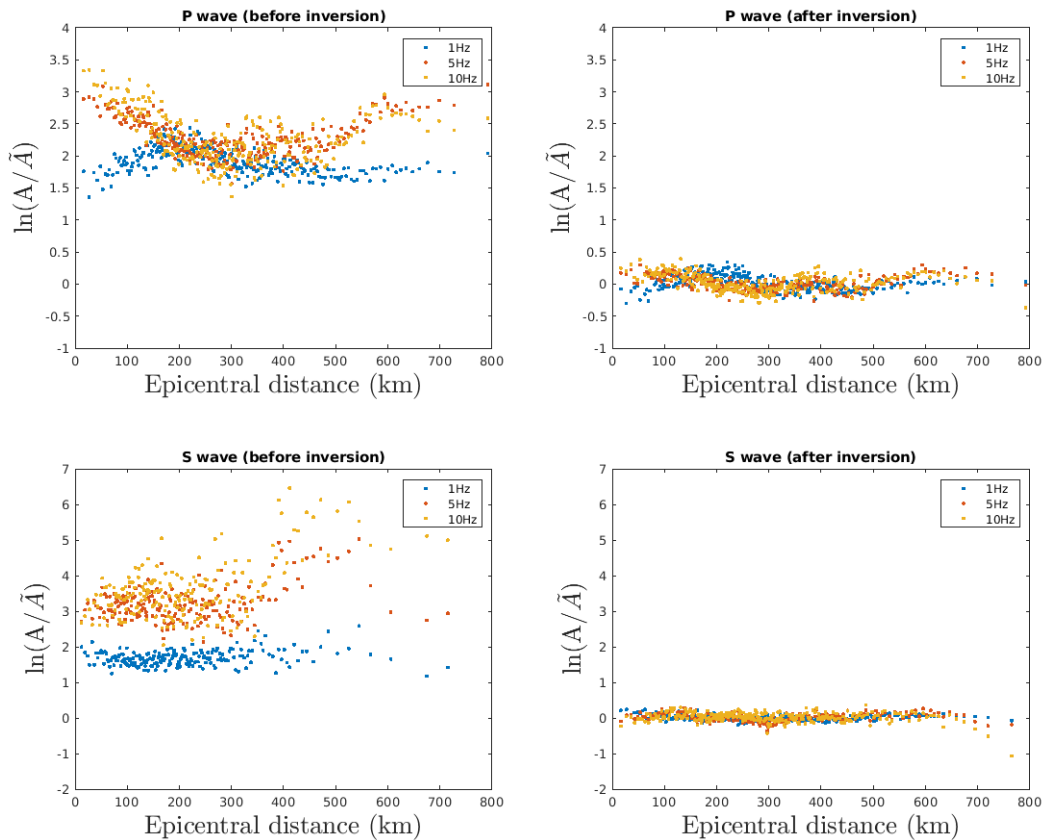


圖 2-22、取震央距鄰近的 50 個資料點做平均之振幅頻譜殘差值 $d_{ij}(f)$ (式 2-7) 與震央距之分布。左圖為反演前，右圖為反演後之振幅頻譜殘差值，上排為 P 波、下排為 S 波，藍、紅、橘點分別為 1Hz、5Hz、10Hz 之資料。

圖 2-23 為反演後各測站不同頻率的場址殘差值(site residual, 即(式 2-7 之 r_j 之殘差值), 反映了測站周遭的構造變化。在 1Hz 的結果中, S-net 測站之場址殘差值皆為負值, 陸上測站則多為正值; 在 10Hz 的結果中, 海溝周遭的 S-net 測站多為正值、沿海地區的 S-net 測站則多為負值, 陸上測站在弧後地區與日高碰撞帶多為負值, 弧前地區則多為正值。

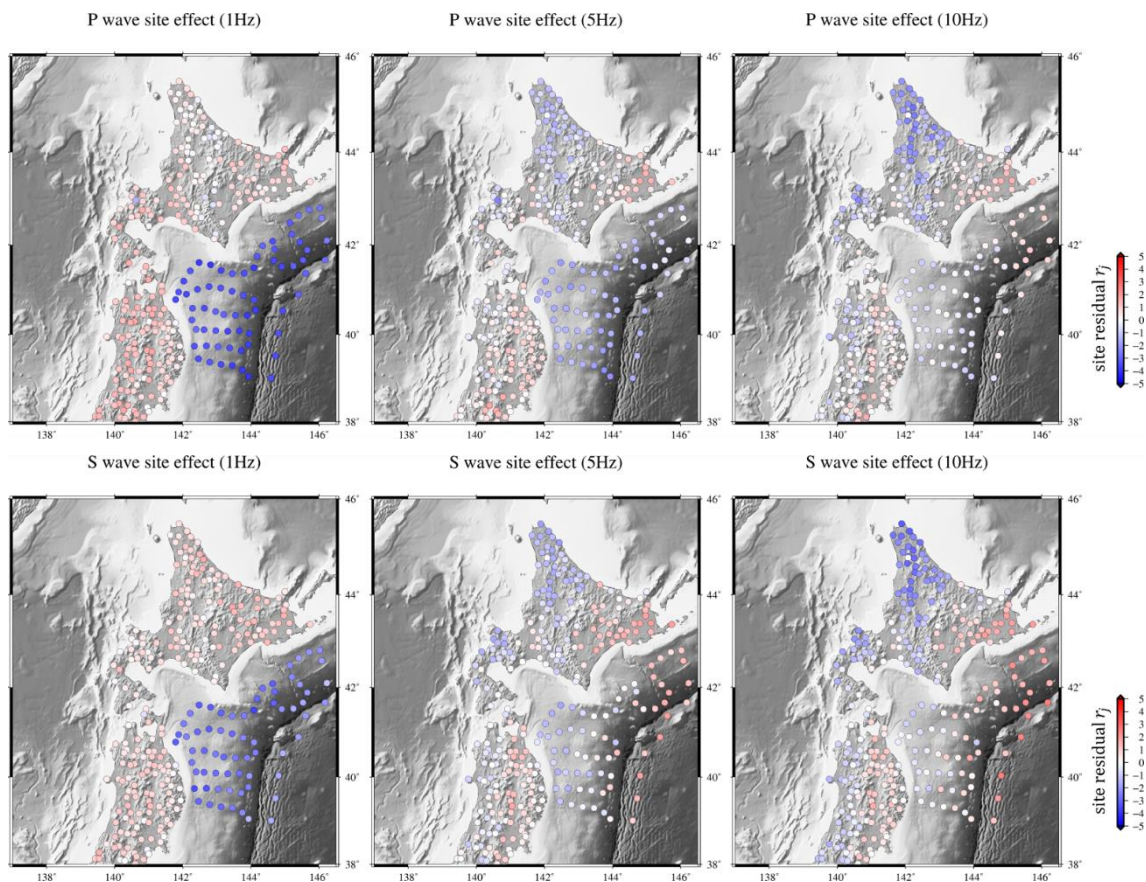


圖 2-23、*P*、*S* 波(上、下)在 1、5、10Hz(左、中、右)之場址殘差值。紅色為正值、藍色為負值。



為了能更詳細地討論我們計算出來的一維模型，我們在頻率相依衰減構造中將研究範圍分成三個區域(圖 2- 24)：

(1)北區：北緯 42° 以北之事件—北緯 42° 以北之 Hi-net 與 F-net 觀測站 (圖 2- 24 中深藍色正方形)，共計 17 個地震(27~265 公里深)與 121 個測站。

(2)西區：北緯 42° 以南、東經 142° 以西之事件—北緯 42° 以南之 Hi-net 與 F-net 觀測站(圖 2- 24 中深藍色正方形)，共計 7 個地震(19~172 公里深)與 104 個測站。

(3)東區：北緯 42° 以南、東經 142° 以東之事件—所有 S-net 觀測站(圖 2- 24 中淺藍色正方形)，共計 35 個地震(10~57 公里深)與 85 個測站。

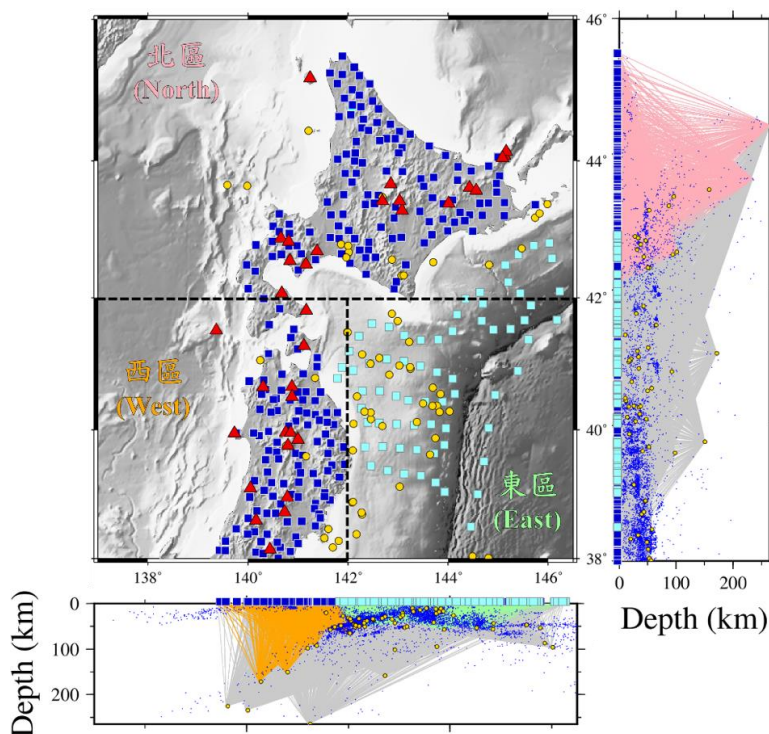


圖 2- 24、分區示意圖，分界線如黑色點線所示。紅色三角形為火山，黃色圓點為地震事件，深藍色與淺藍色方格分別為陸域(Hi-net 及 F-net)與海域(S-net)觀測站。剖面圖中的粉色、橘色、綠色路徑分別為北區、西區、東區所使用之事件到測站之連線，灰色路徑為本研究所有事件到所有測站之連線。剖面圖中的藍點為背景地震事件。

在北、西、東區發生之地震有不同的震源深度分布，圖 2-25 展示了三個區域使用之 P 、 S 波地震波線在不同深度的數量分布。西區(圖 2-25 橘線)與北區(圖 2-25 粉線)之波線數量隨著深度越深而越少；東區(圖 2-25 綠線)則在 50 多公里以下便幾乎沒有地震波線經過。

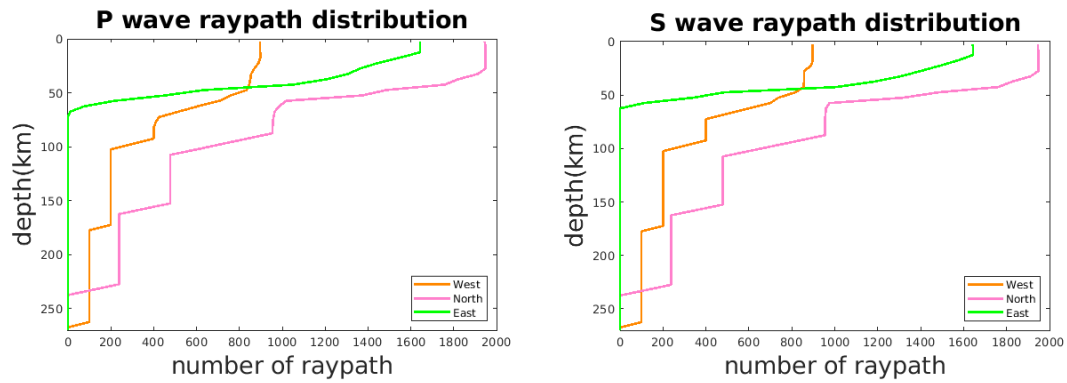


圖 2-25、西、北、東區(橘、粉、綠線)之 P 波、 S 波(左、右)地震波線數量深度分布圖。



2.7.1 頻率相依性

計算頻率相依性時，通常使用 α 值來描述其強弱：

$$Q(f) = Q_0 \left[\frac{f}{f_0} \right]^\alpha \quad (\text{式 2-11})$$

其中 f 為頻率、 f_0 為參考頻率(本研究使用中間頻率 5Hz 做為參考頻率)、 Q_0 為參考 Q 值。 α 為介於 0 到 1 的值，當 α 值越接近 0 代表頻率相依性弱；當 α 值越接近 1 則代表頻率相依性強。將上式取對數後可得到一線性關係式：

$$\log Q(f) - \log Q_0 = \alpha \cdot (\log f - \log f_0) \quad (\text{式 2-12})$$

為求得 α 值，我們將反演後得到的頻率相依地震衰減模型在深度方向上做平均(地表 0~260 公里)得到 1~10Hz 10 個頻率段的 Q 值平均，再以對數繪圖並線型回歸計算出各區域 Q_P 與 Q_S 之 α 值與其誤差。圖 2-26 由左至右為東、北、西三區頻率與深度平均 Q^1 值之對數作圖， α 值即為其回歸線之斜率，回歸線斜率之絕對值越大表示有越強的頻率相依性，回歸線斜率為 0 則表示無頻率相依。由圖 2-26，東、北、西三區之地震波衰減皆呈現頻率相依，東區有最強之頻率相依性。我們將於 3.2.2 節中對頻率相依性之結果做更詳盡的討論。

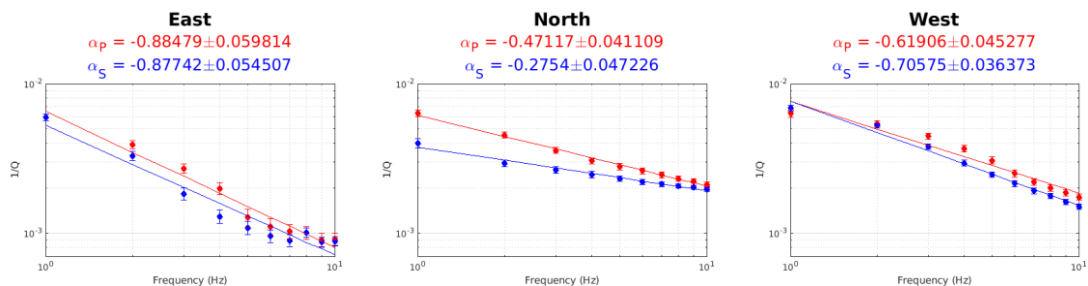


圖 2-26、(由左至右)東、北、西區在 1~10Hz 之 P 波(紅)、 S 波(藍)深度平均 Q^1 值。 α 值用來表示頻率相依性，即 $Q^1(f)$ 函數回歸線之斜率。

第三章 結果與討論




本章將揭示非頻率相依與頻率相依地震衰減構造之結果，並對觀察到的衰減特徵加以討論。

3.1 非頻率相依衰減構造

本章先展示利用單一頻譜擬合的典型方法計算獲取的 Q 值結果。為了釐清是否存在區域性的差異，我們再從 2.7 節中劃分的北、西、東三個區域各選了三個地震事件繪製震央到所有測站路徑上的平均 Q 值(path-averaged Q)與其對應的水平、垂直剖面(圖 3-1~圖 3-3)。線條顏色越紅代表衰減越強、越藍則衰減越弱。

在圖 3-1~圖 3-3 的地圖右方與下方是縱向與橫向的深度剖面示意圖，剖面示意圖中的灰點為背景地震事件，可由之大略得知太平洋板塊之位置。三個區域的地震在往弧後、弧前及海溝方向皆可觀察到很明顯的側向變化(圖 3-1~圖 3-3)，且有經過火山(白色三角型)之路徑平均 Q 值較小(線條顏色偏橘紅)、經過隱沒的太平洋板塊的則較大(線條顏色偏藍)。位在北區的地震到所有測站上的平均 Q 值(圖 3-1)在往西區測站之路徑平均 Q_P 與 Q_S 之間可觀察到較大的差異，其可能的原因與機制將於 3.2.1 節中做詳細的討論。西區地震到所有測站的平均 Q 值如圖 3-2 所示，2016/11/12(圖 3-2 上)、2019/08/15(圖 3-2 中)兩事件傳遞到北區之 Q_S 有明顯大於 Q_P 的趨勢，在 2019/08/15 傳到西區本身的 Q_S 則小於 Q_P 。東區地震多為深度分布較淺(10~60 公里)之大型逆衝區地震，其到所有測站的平均 Q 值(圖 3-3)所反映的構造也較淺。值得一提的是在東區地震到北區的日高碰撞帶(北海道中部)的測站皆呈現 Q_S 大於 Q_P 的現象，此結果與頻率相依衰減模型之北區 Q_P/Q_S 相

符，將於 3.2.1 節一併討論。



為了反映整體區域性的平均變化，我們彙整所有地震一測站路徑上的平均 Q 值並將研究區域劃分成 0.3 度乘以 0.3 度的網格，把各個網格有被經過之波線的 Q 值按照路徑長度做加權平均，再篩選出有 5 條以上波線經過的網格，繪製其平均 Q_P 、 Q_S 在 0~50 公里深度範圍的平均二維模型(圖 3-4)以及資料點數量(圖 3-5)和變異數(variance)大小(圖 3-6)輔以評估模型可信程度。在圖 3-4 中，顏色越紅代表該區域 Q 值越小、衰減越強；顏色越藍代表該區域 Q 值越大、衰減越弱。圖 3-5 中，我們計算了每個網格被波線軌跡所經過的點數量加總，除了沒有測站分布的海域外，在陸域與近海海域皆有足夠的資料量，在北海道地方與東北地方之間的資料尤為集中，由此可證 S-net 資料提高了東部沿海地區的構造解析度之外，也擴展了地震波衰減模型靠近海溝方向的可解析範圍。在圖 3-6 中，我們計算了各個網格中 Q 值的變異數，除了在 S-net 東側測站包覆性較低的地方有較大的變異數，其他研究區域的 Q 值結果皆有良好的誤差表現。

本章節展示之格點平均模型大體勾勒出隱沒板塊與火山島弧下方地幔楔區域性的衰減差異，在接下來的子章節中將細部討論可能的成因。但由於對於深度方向的解析能力不足，故本研究最後將結合一維頻率相依衰減構造之結果，依據所觀察到的衰減異常解釋其背後可能的機制。

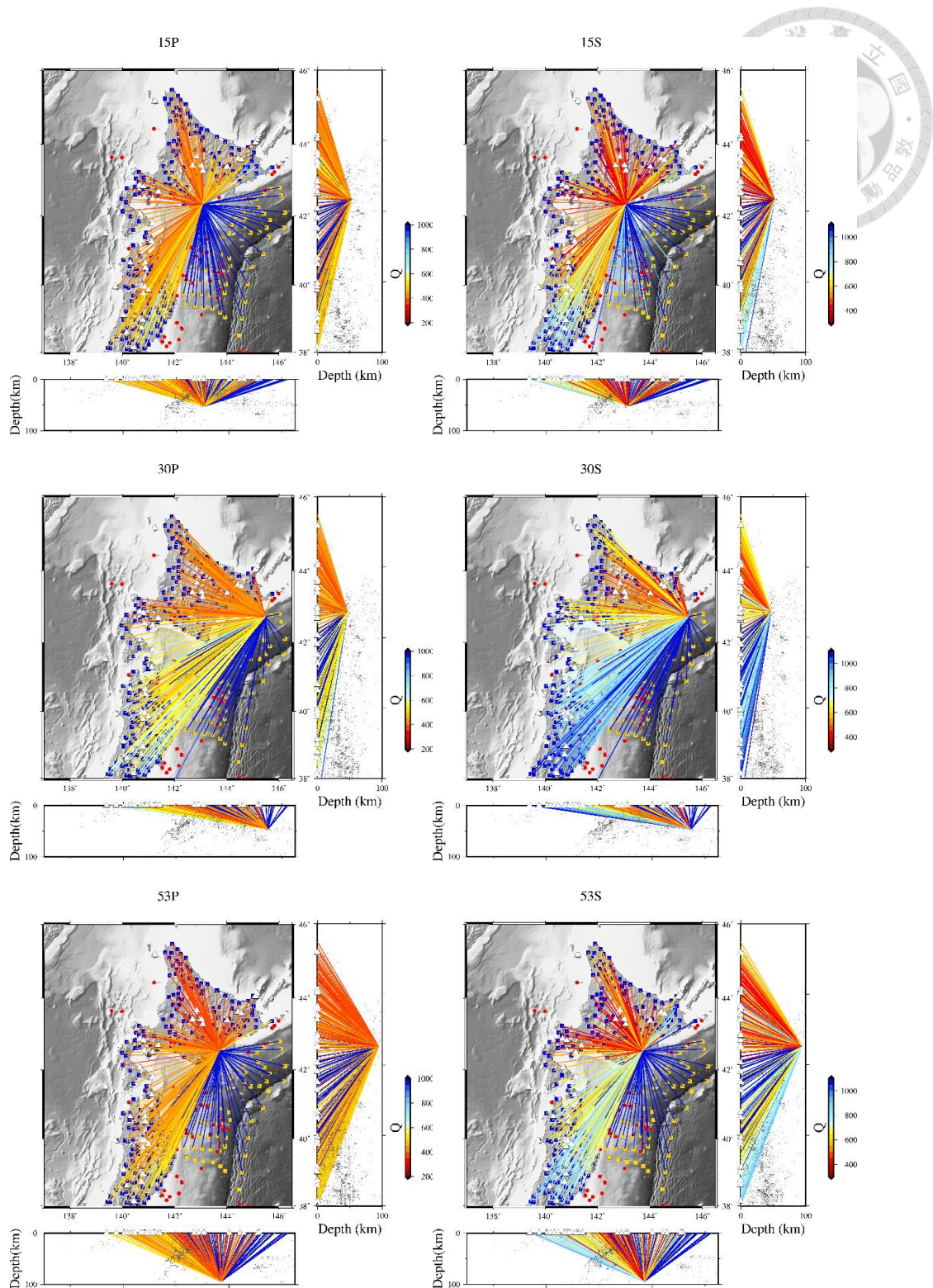


圖 3-1、2.6 節中所劃分之北區之地震事件(由上至下：2017/04/30、2018/05/18、2020/05/31)到各測站路徑上 P 波、 S 波(左、右)的平均 Q 值與水平、垂直剖面。白色三角形為火山，剖面中的灰點為背景地震。

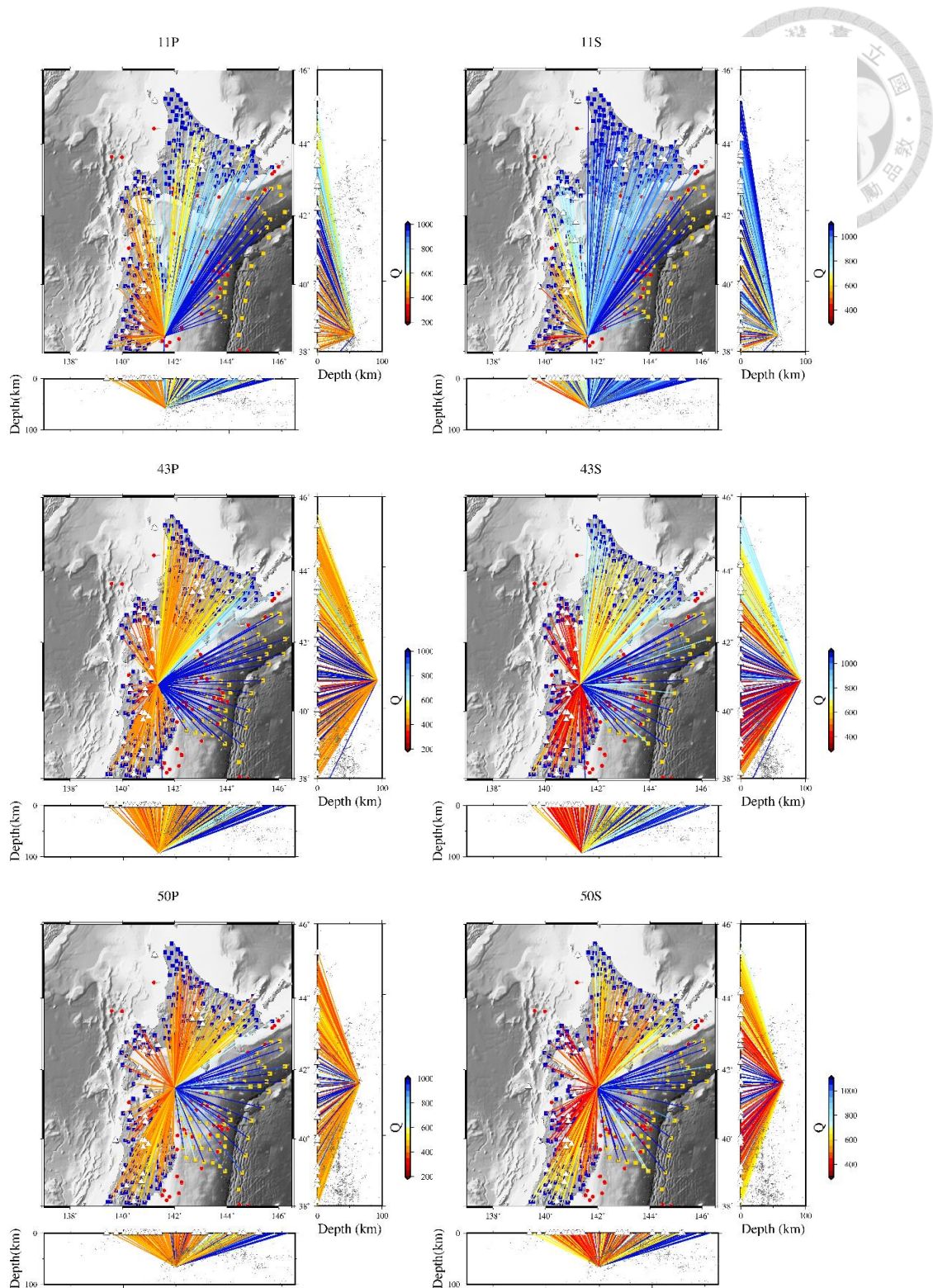


圖 3-2、2.6 節中所劃分之西區之地震事件(由上至下：2016/11/12、2019/08/15、2020/04/24)到各測站路徑上 P 波、 S 波(左、右)的平均 Q 值與水平、垂直剖面(圖標意義同圖 3-1)。

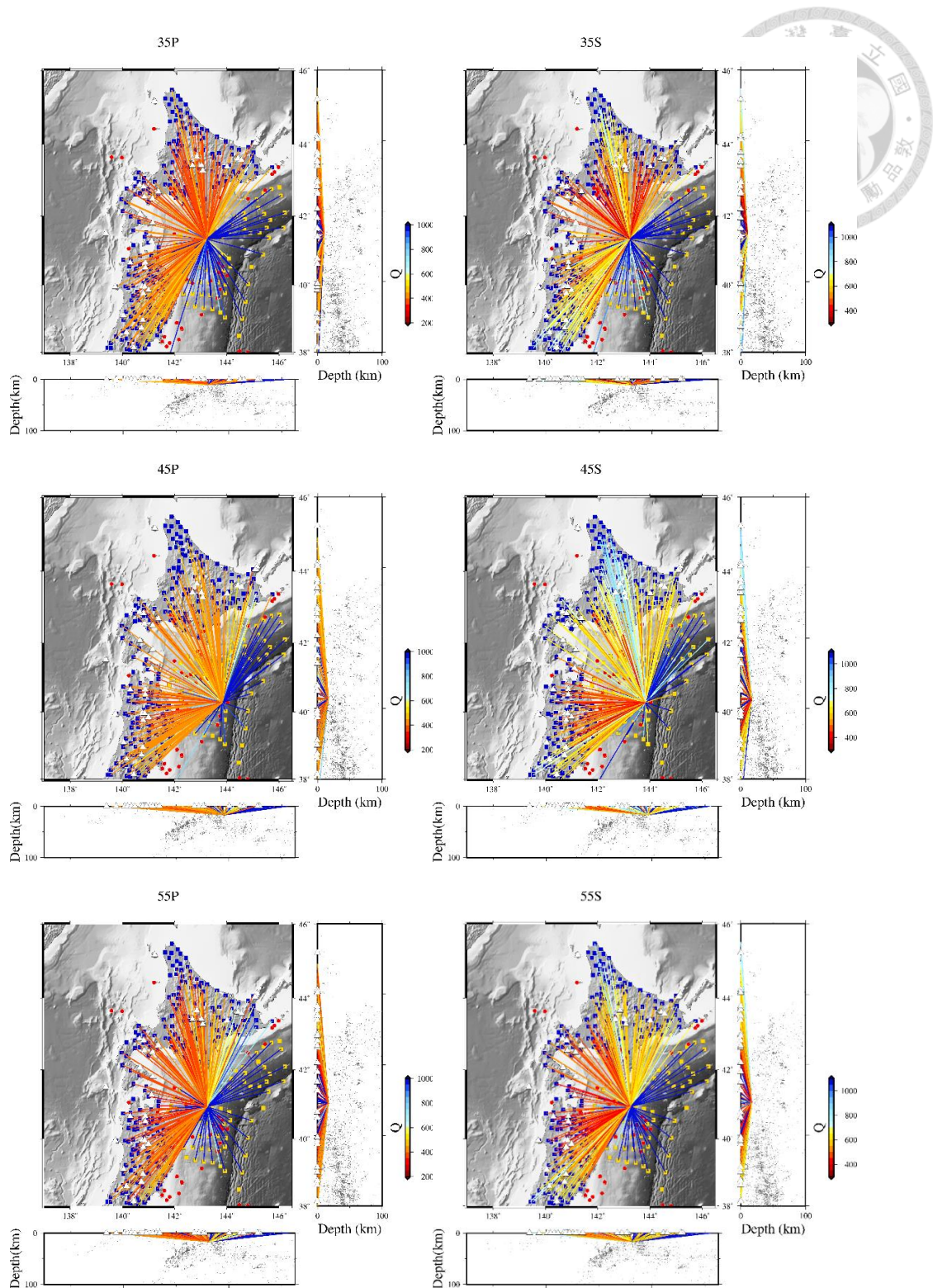


圖 3-3、2.6 節中所劃分之東區之地震事件(由上至下：2018/11/28、2019/11/10、2020/11/06)到各測站路徑上 P 波、 S 波(左、右)的平均 Q 值與水平、垂直剖面(圖標意義同圖 3-1)。

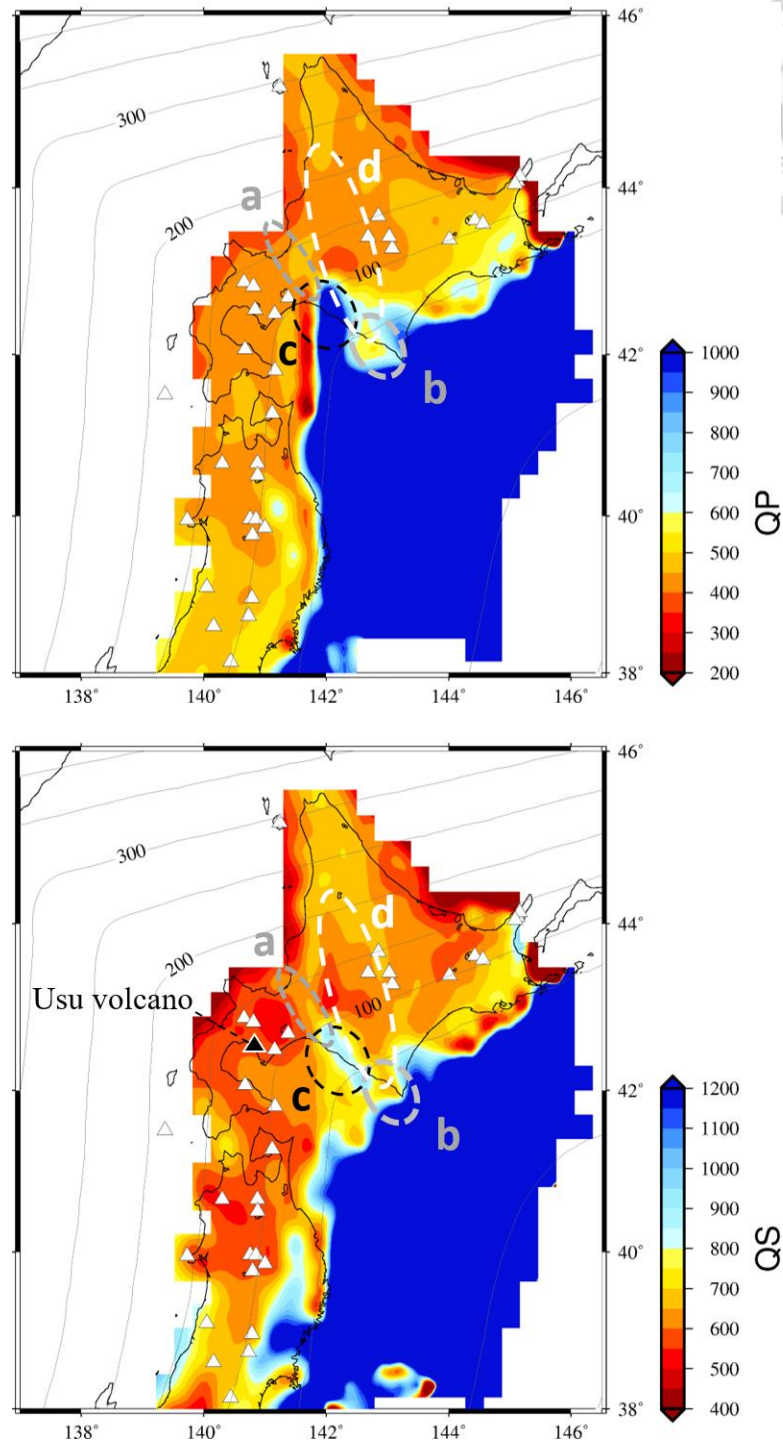


圖 3-4、0~50 公里的 Q_p 、 Q_s (上、下)。白色三角形為活火山分布位置，黑三角形為有珠火山，灰線為太平洋板塊上表等深線，來自於 Nakajima et al. (2009)。(a 為石狩低地帶、b 為千島弧前地塊—太平洋板塊接觸帶、c 為北海道轉角、d 為日高碰撞帶。)

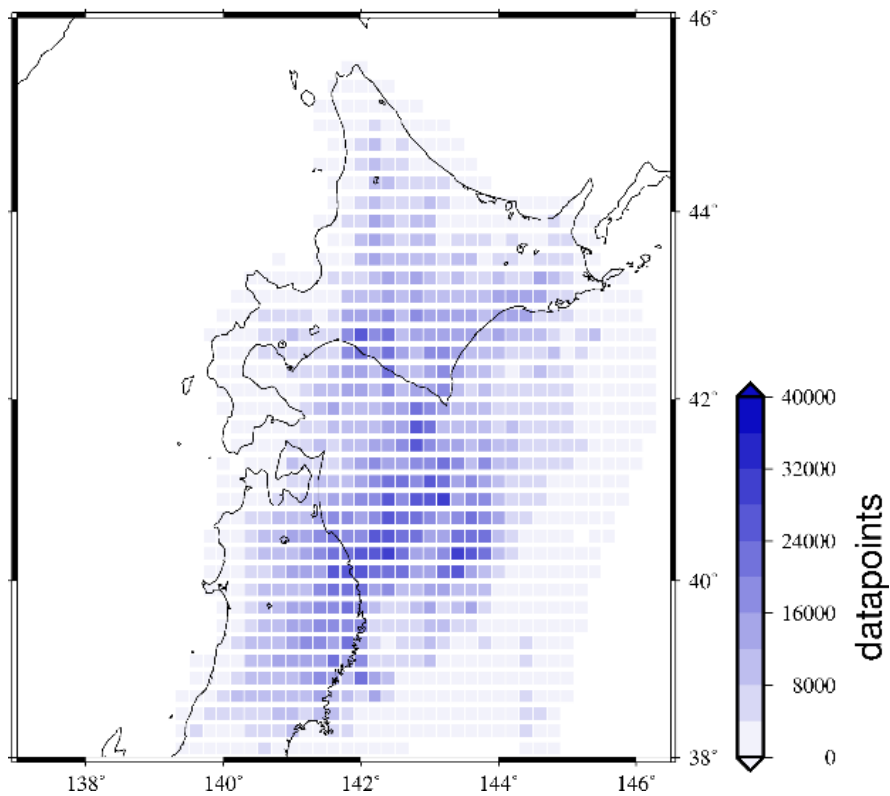
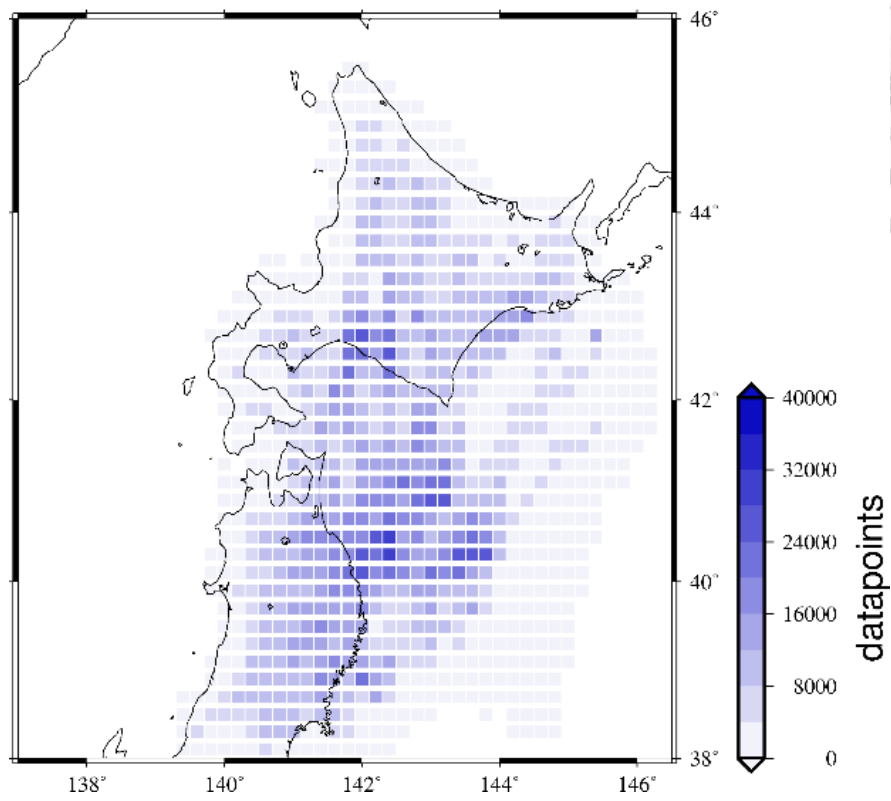


圖 3-5、繼圖 3-4， Q_p 、 Q_s 之資料點數分布圖(上、下)。

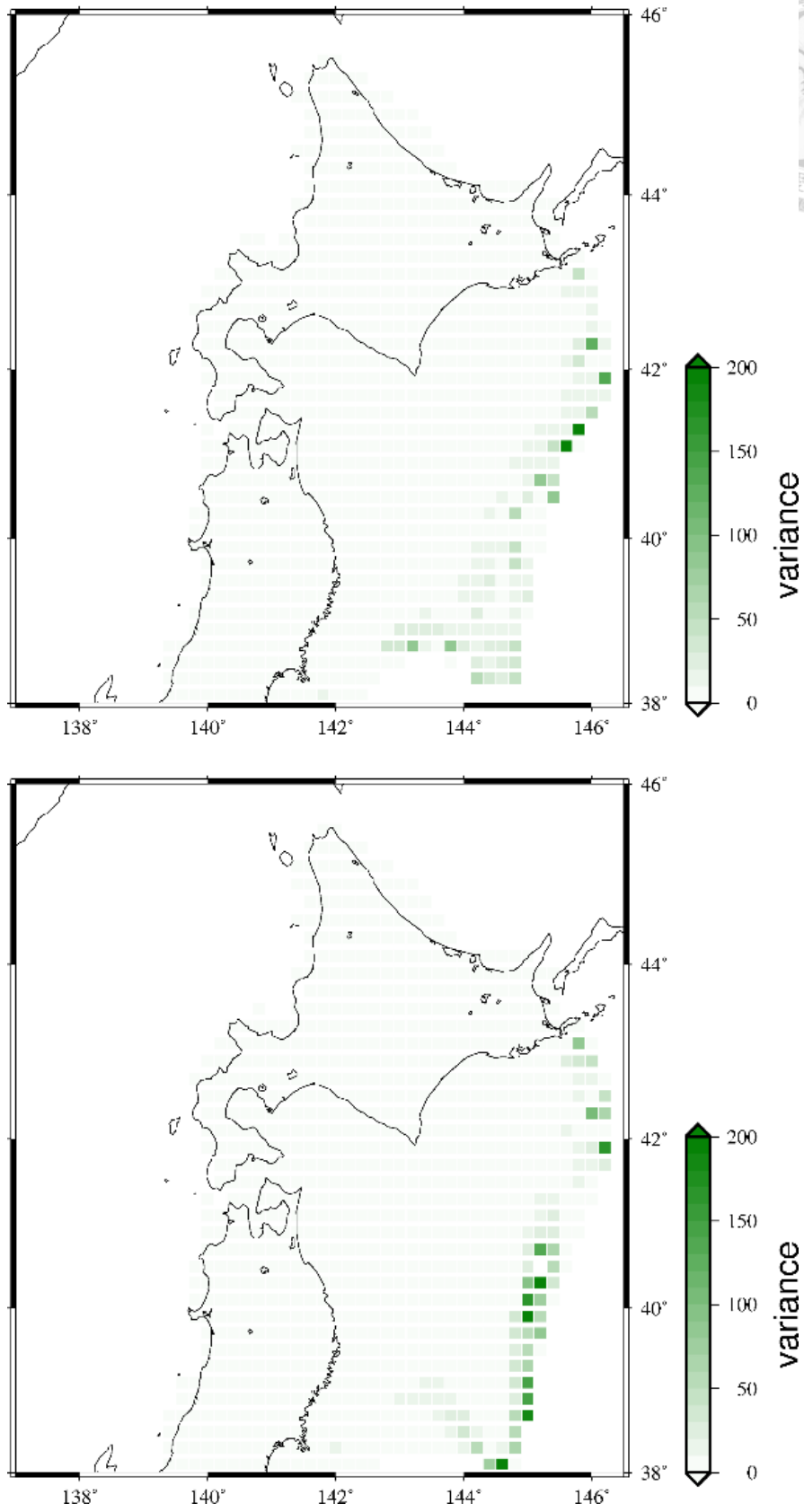


圖 3-6、繼圖 3-4， Q_p 、 Q_s 之變異數分布圖(上、下)。



3.1.1 弧前、弧後衰減特徵差異

根據我們的二維地震衰減模型(圖 3-4)，弧前盆地下方與隱沒板塊分布的位置普遍呈現低衰減異常；弧後盆地則大致上呈現高衰減異常，與其他隱沒帶相關的地震波衰減研究結果相符(Chen & Clayton, 2009; Wei & Wiens, 2018)。太平洋板塊表面上的裂隙與斷層可能充填豐富的含水礦物、二氧化碳等揮發物質之海洋沉積物，這些物質在隱沒作用時被一併往下帶到地函中，當達到適當的壓力與溫度條件時，這些含水礦物即產生相變，同時將水釋放至地函楔中，即脫水作用(slab dehydration)。釋放出來的水與揮發物質會降低周遭岩石的熔點，發生部分熔融(partial melting)，形成岩漿。這些融熔態物質、岩漿會隨著弧後張裂(back-arc spreading)或隱沒板塊向下的拉力驅動形成地函對流在地函楔中移遷。因此在對流旺盛、高溫的弧後區域會觀測到高衰減異常(圖 3-7 中紅字 Q 所示)。而前弧盆地下方位在地函楔的邊角，不容易被地函對流帶動也較難有熱量傳遞到此處，因此呈現低衰減異常(圖 3-7 中藍字 Q 所示)。

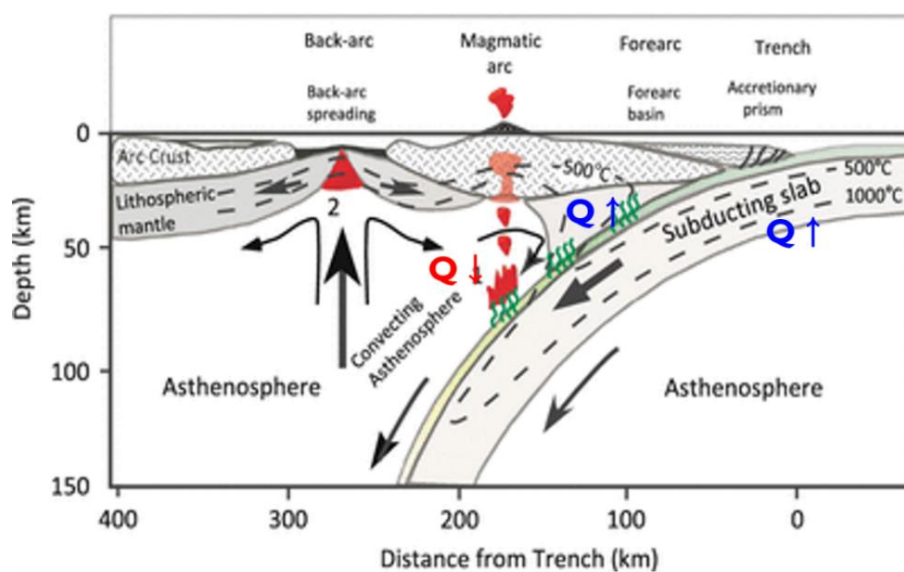


圖 3-7、隱沒帶示意圖，改編自 Stern (2002)。

3.1.2 火山分佈與地震衰減之關係

火山下方常分布了岩漿庫、往上移遷的流體或部分熔融形成的岩漿，這些高溫的含水熔融物與流體都具有強衰減的特性。在我們的結果中亦能觀察到火山分布區域的高衰減異常(圖 3-4)；相反地，在石狩低地帶附近的無火山區相較火山分布區域的地震衰減來得弱(圖 3-4 中的 a)。此結果與其他火山地區之地震衰減波研究結果相符合(Schurr et al., 2003; Wei & Wiens, 2018)。

在二維 Q_s 模型中，位於太平洋板塊凹曲角度最大處上方的有珠火山(Usu volcano, 圖 3-4 中的黑色三角形)在火山島弧鏈上的有最小的 Q 值，與 Kuritani et al. (2016)對有珠火山的溫度與含水量調查可互相呼應。Kuritani et al. (2016) 提到在位於隱沒太平洋板塊轉折處的有珠火山群中有相較於東北日本島弧火山群更高溫的地函楔，他們估計了有珠火山群的 mantle source 含水量為 $0.94 \pm 0.21 \text{ wt } \%$ ，遠高於東北日本島弧下方之 mantle source 含水量。他們推論有珠火山下有較高溫的地函可能是因為變形的太平洋板塊助長正斷層在板塊表面上生成、垂直加深(圖 1-2)，使該區域相對於其他火山島弧下方有較強的脫水作用。此外，他們認為太平洋板塊凹曲的形狀也較難對地函楔產生充分的冷卻作用。





3.1.3 北海道轉角

相較於典型隱沒帶中的弧前地幔低衰減特性，千島島弧的弧前地塊(Kuril forearc sliver)與太平洋板塊的接觸帶(contact zone)呈現高衰減異常(圖 3-4 中的 b)。Kita et al. (2010) 提出在此區域被太平洋板塊斜向隱沒所驅動向西南方運動的千島弧前地塊與東北日本島弧發生碰撞，兩島弧擠壓的過程中可能導致低密度(高衰減)的地殼物質被往下帶、在島弧交界的隱沒板塊表面異常堆積(圖 3-8)，使該區在 0~60 公里的深度中呈現高衰減異常(圖 3-9)。異常堆積的地殼物質連帶使脫水作用發生的位置加深(脫水作用深度改變亦可從 Kita et al. (2010)中北海道轉角的班尼奧夫帶深度異常中佐證)，屏蔽地函楔熱流的路徑(圖 3-10)、造成北海道轉角(Hokkaido corner)的低溫異常(圖 3-4 中的 c)，形成弧弧碰撞的弧後盆地呈現低衰減異常，也讓石狩低地帶因缺少旺盛的地函楔對流與岩漿補給而難以形成火山。

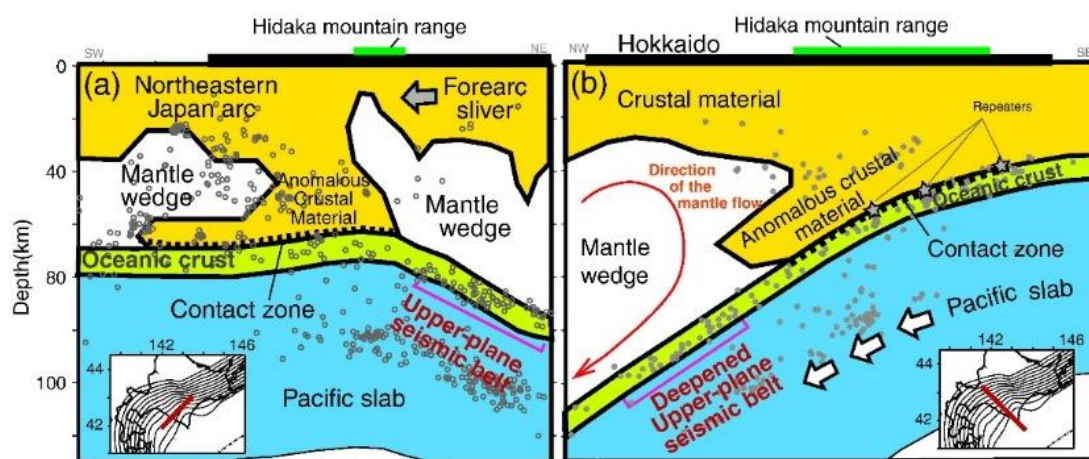


圖 3-8、異常地殼物質堆積在平行島弧方向(左)與垂直島弧方向(右)的剖面示意圖 (Kita et al., 2010)。

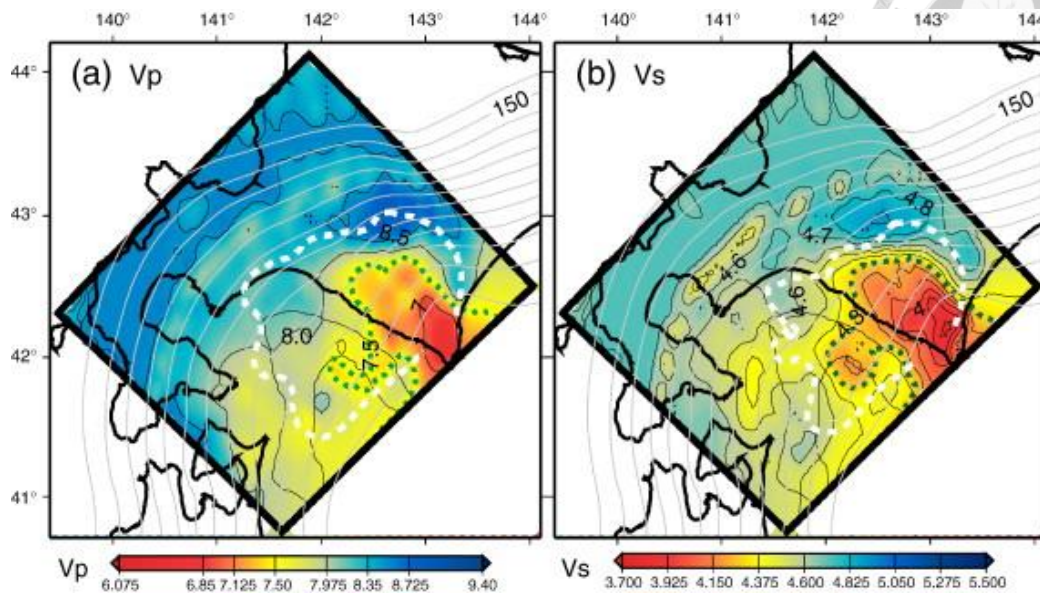


圖 3-9、隱沒太平洋板塊上方 5km 厚構造之 P 波、S 波速度構造(左、右)，白色虛線為千島弧前地塊與太平洋板塊的接觸位置(Kita et al., 2010)。

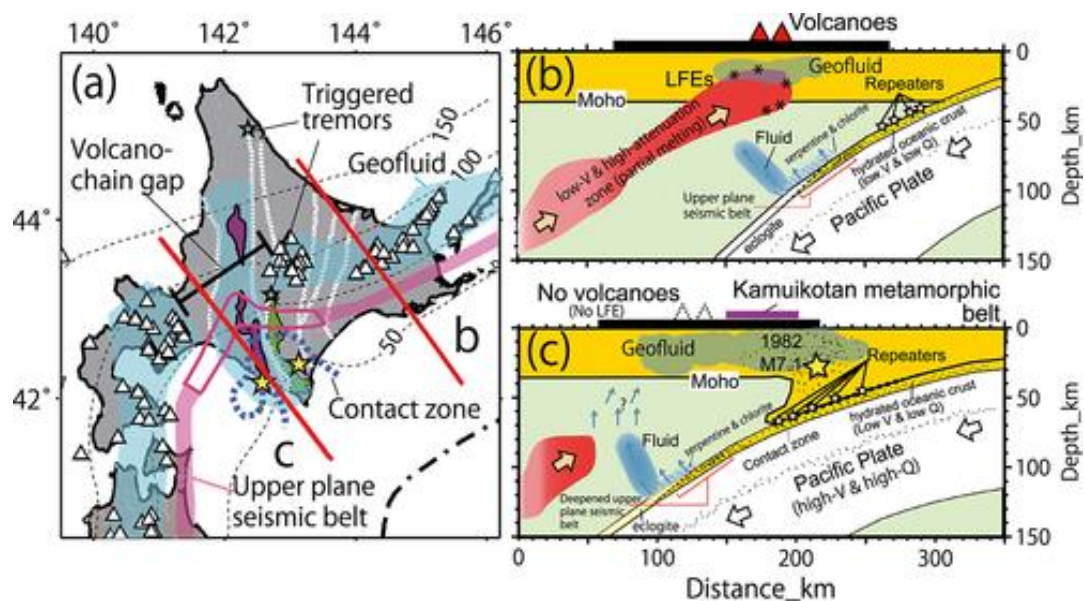


圖 3-10、典型隱沒帶(b)與發生弧弧碰撞處隱沒帶(c)之作用示意圖剖面，於(a)圖中標註之 b、c 紅色線段為圖(b)與圖(c)之剖面位置，白色三角型為火山，淺藍色塊為流體分布位置(Kita et al., 2014)。



3.1.4 日高碰撞帶

縱跨北海道島中部的日高碰撞帶(圖 3-4 中的 d)呈現明顯的高衰減異常縱向條帶，且其在 0~50 公里之 Q_p 、 Q_s 值皆比火山分布區域來得還要小。日高碰撞帶(Hidaka collision zone)主要由 Sorachi-Yezo belt (SY)地質帶所構成，在 SY 帶中富含了大量的蛇綠岩與很厚的沉積層，具高孔隙率、可夾帶大量的流體。除了地質特性之外，流體在表層的分布也是造成此區域有高衰減異常之重要因素。在 Ichihara et al. (2016) 做了北海道南邊的地電阻構造(圖 3- 11)，其結果揭示了在兩島弧之間下方的太平洋板塊到數公里深處之間有低電阻異常，他們推測低電阻異常為流體通道所造成，流體因板塊脫水作用釋出，並沿著兩島弧的邊界向上湧。結合 Kita et al. (2014) 所提出來的流體模型(圖 3- 10)，讓本來就由孔隙率高且高衰減性質岩層所組構的日高碰撞帶充填著流體，因而讓此區域呈現相當高的衰減異常。

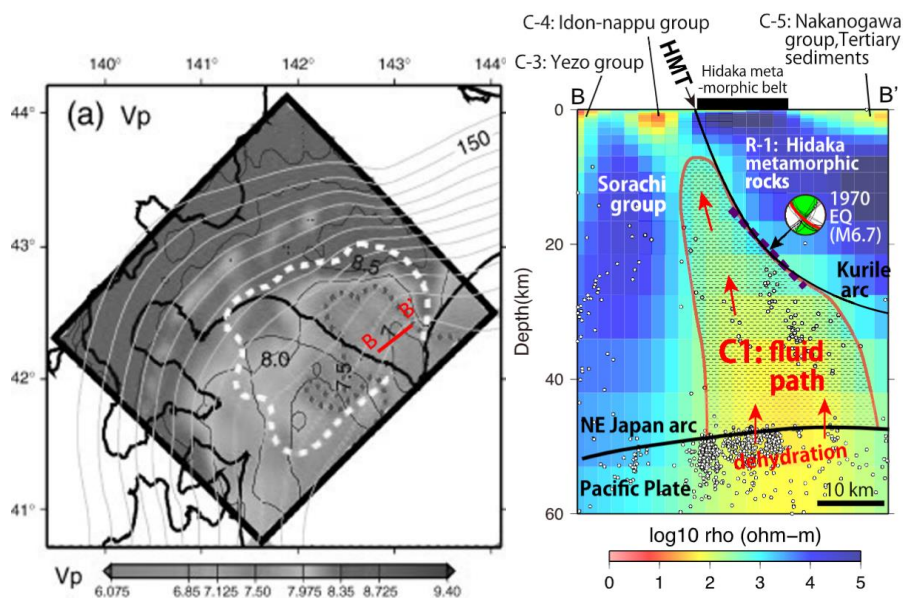


圖 3-11、右圖為 Ichihara et al. (2016)反演之南北海道地電阻剖面圖，圖中 C1 標示出隱沒板塊因脫水作用而釋出的，流體通道。B-B'剖面位置標註於左圖(改編自 Kita et al., 2010)。



3.2 頻率相依衰減構造

在頻率相依衰減構造中，北區整體有較強的衰減趨勢(圖 3-12 上)，尤其在深度 0~100 公里的範圍， Q_s 則在 100~200 公里深處呈現些微的弱衰減異常。在西區的模型中(圖 3-12 中)，1~10Hz 各個頻率的衰減構造相較於北區明顯發散， Q_p 的低頻(1~5Hz)衰減模型中在 0~100 公里中呈現微強的衰減異常，在 150 公里以下則有弱衰減異常的趨勢。東區的衰減模型(圖 3-12 下)中各個頻率之模型也相當發散，在 150 公里以上的範圍觀察得到很明顯的弱衰減異常。

由 3.1.1 節，在隱沒板塊與弧前盆地應有較弱的衰減、弧後地區與火山下方則應有較強的衰減。從頻率相依衰減構造之結果來看，包括許多弧前與隱沒板塊之東區所呈現之弱衰減特徵與理論十分符合。然而，皆包含大範圍的弧後地區與少部份的弧前地區的北區與西區(圖 2-13)中，北區之衰減整體而言較西區來得高許多。Tanaka et al. (2004) 調查、計算並彙整出日本地區的近地表地溫梯度 (geothermal gradient) 與熱流值 (heat flow) 分布(圖 3-13)，本研究之北區不論在近地表之地溫梯度或熱流值皆沒有特別高於西區之趨勢，甚至在北海道西部的石狩低地帶 (Ishikari Low Land) 呈現大範圍的低溫，故溫度或許不是造成北區衰減較西區強之主要原因。我們認為流體的存在與多寡是造成北、西兩區有不同衰減結果的重要因素。延伸我們在 3.1.4 節中的討論，Kita et al. (2014) 所提出的流體移遷模型(圖 3-5)指出在北海道的日高碰撞帶下方因弧弧碰撞產生的地殼物質被隱沒後影響脫水作用的深度，導致該地區的地函楔對流不發達，進而使脫水作用釋放出來的流體不會受到地函楔對流阻擋得以向上移遷至淺部地函與地殼。這些異常分布在淺部構造的流體可能造成在北區有很強的衰減特徵。

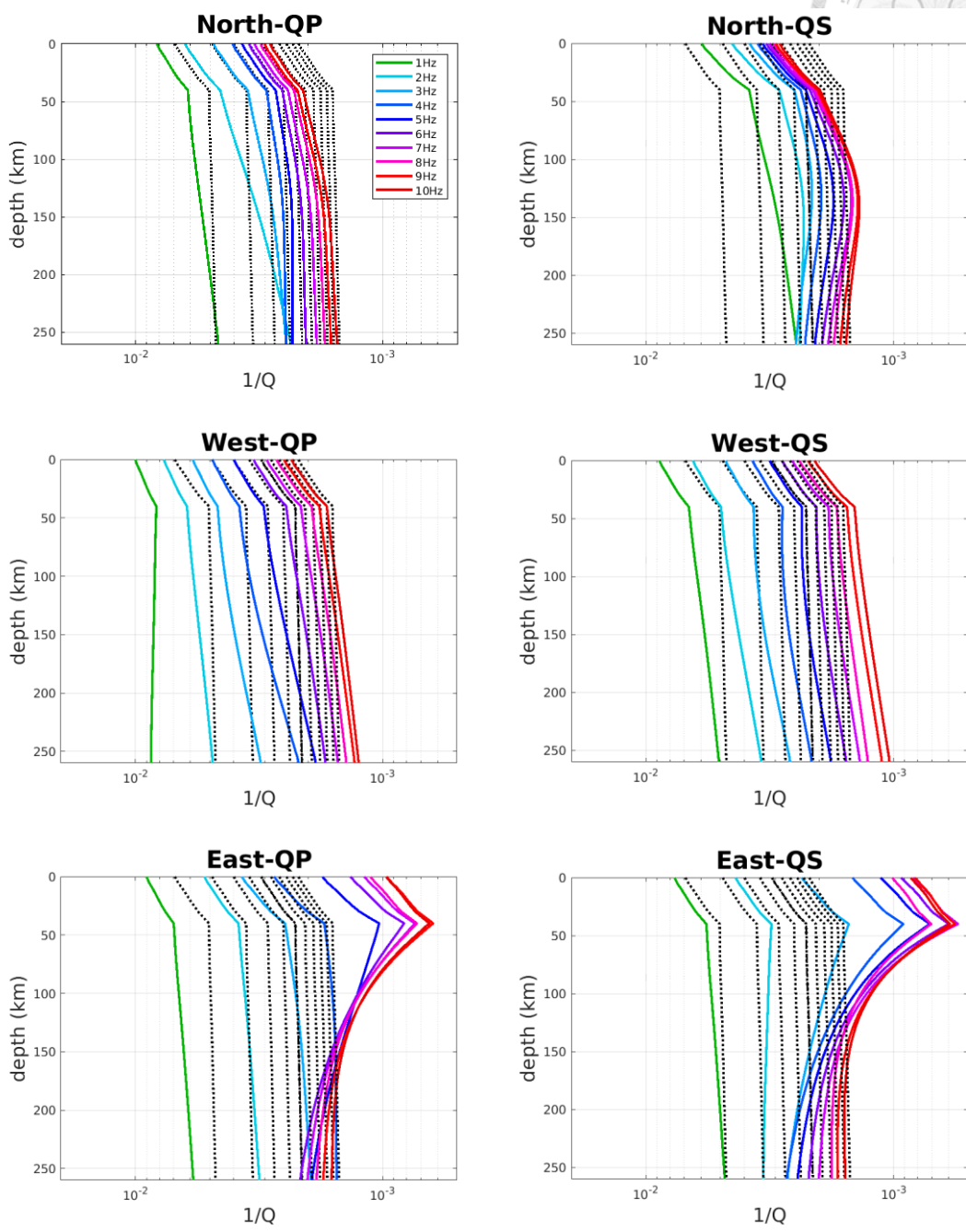
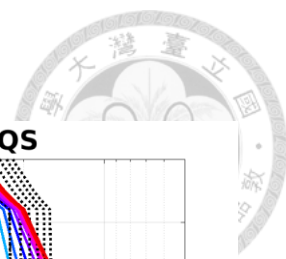


圖 3-12、北、西、東區(上、中、下)之頻率相依 Q_p 、 Q_s (左、右)，縱軸為深度，綠~紅線代表 1~10Hz 之模型。

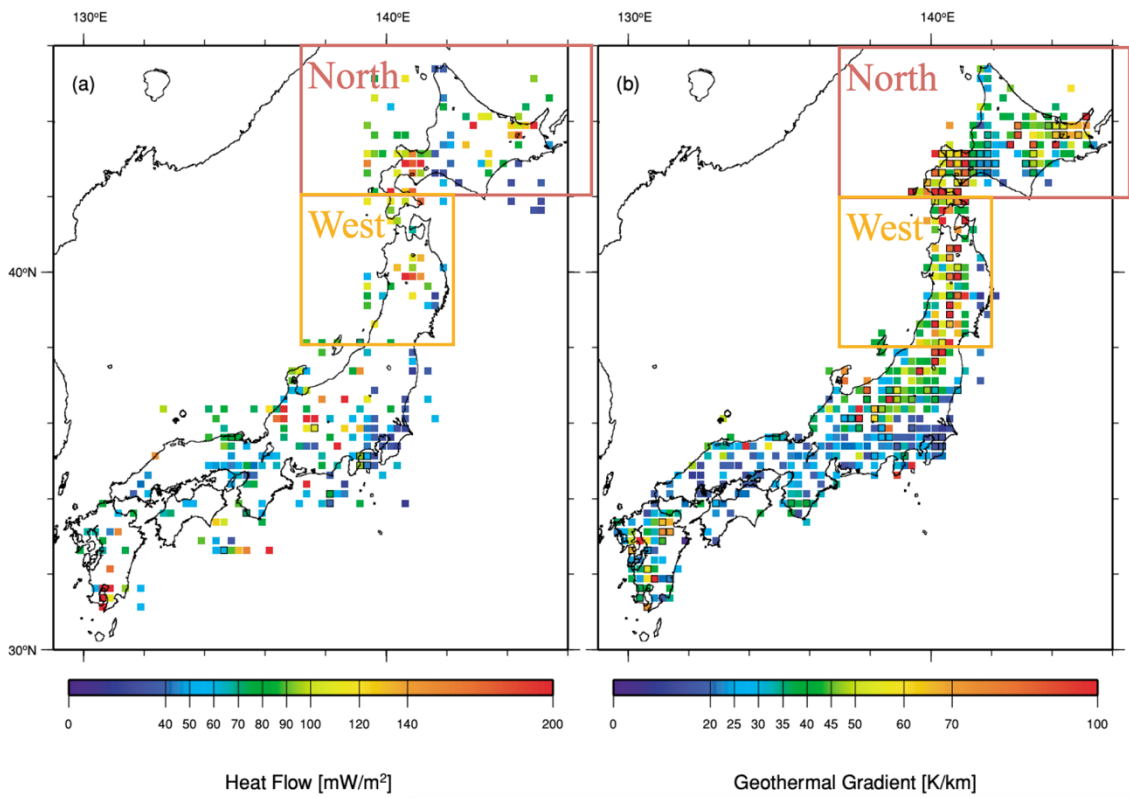
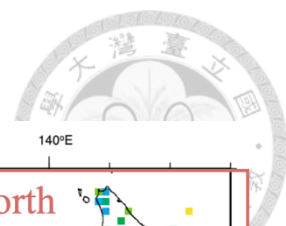



圖 3-13、日本地區的近地表熱流值(heat flow，左)與地溫梯度(geothermal gradient，右) 之分布圖(Tanaka et al., 2004)。有黑色外框的格點代表有超過 5 筆以上測量的資料。粉色與橘色矩形所框為本研究之北區與西區。

3.2.1 Q_P/Q_S



Q_P/Q_S 對於岩石中的流體飽和度比 V_P/V_S 來得敏感(Chen et al., 1994; Winkler & Nur, 1982)，也可以從 Q_P/Q_S 觀察衰減效應為內部衰減或散射衰減所主導(Clouser and Langston, 1991)，因此我們計算了三個區域的 Q_P/Q_S 隨深度及頻率變化(圖 3-14)。當岩石中的流體處於部分飽和狀態(partially water-saturated)時， P 波比 S 波衰減得更多(Wang & Zhao, 2019; Winkler & Nur, 1982)， $Q_P/Q_S < 1$ ；當岩石中的流體處於完全飽和(fully water-saturated)時， S 波的衰減會來到最強(Q_S 最小)、 P 波衰減則會因為 wave-induced pore fluid flow 而減弱(Q_P 增高) (Winkler & Nur, 1982)，導致 $Q_P/Q_S > 1$ 。 Q_P/Q_S 也可能反映衰減機制由內部衰減或散射衰減所主導， Q_P/Q_S 小於等於 1 時，衰減可能由地震波彈性散射所主導(Clouser & Langston, 1991)，因為 P 波(scalar)比起 S 波(vector)更容易因散射產生衰減(Aki, 1972; Sato & Fehler, 2009)。除此之外，脫水作用所造成的部分熔融使得地函楔中有很極端的溫度變化，溫度變化大容易讓地震波訊號發生 dissipation peaks，dissipation peak 對於 Q_P 跟 Q_S 會造成不同程度的響應(Jackson et al., 2004; Wang & Zhao, 2019)，進而使 Q_P/Q_S 變小。Wang & Zhao (2019) 比對了 Q_P/Q_S 與不同構造(隱沒板塊、活火山下的地函楔)之地理位置分布發現很普遍的一致性，他們認為 Q_P/Q_S 除了反映含水量外，也可能反映一地區存在溫度變化大的狀態(高 Q_P/Q_S)。

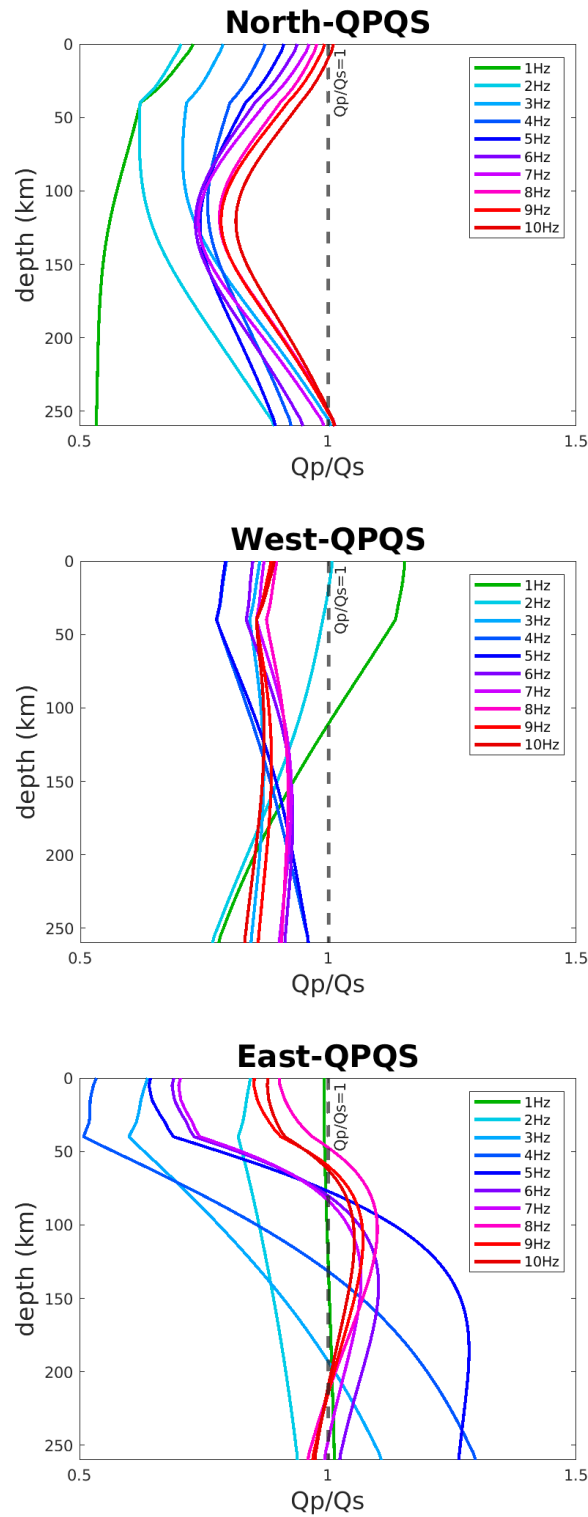


圖 3-14、(由上至下)北、西、東區之 Q_p/Q_s 隨深度之變化，綠~紅色曲線為 1~10Hz 之模型，中央的灰色虛線為 $Q_p/Q_s=1$ 。

在我們的結果中， Q_P/Q_S 在涵蓋最多隱沒板塊的東區有最大值、在有火山分布與弧後盆地的西區跟北區有較小的值，與 Wang & Zhao (2019) 中所計算的海洋板塊與地函楔之 Q_P/Q_S 十分吻合。北區的 Q_P/Q_S 大致界於 0.5~1 之間，且在 120 公里深處附近有低 Q_P/Q_S 的異常；西區之 Q_P/Q_S 幾乎小於 1，但深度上的變化不顯著；東區在 50 公里以上有很小的 Q_P/Q_S ，但在 80 公里以下有較大的 Q_P/Q_S 。

我們認為在北區約 120 公里深處有低 Q_P/Q_S 異常與弧弧交界下方的異常脫水作用深度以及流體分布有關(Kita et al., 2014) (圖 3-10)。地函楔中流體與水的分布情形受脫水作用的深度很大的影響(Nakajima et al., 2013)，Kita et al. (2014) 以他們做出的地震衰減模型加上低頻地震(LFEs, low-frequency earthquakes)分布，推論在北海道轉角下方的脫水作用大約加深至 110~130 公里之間(圖 3-10 右)，與我們在北區觀測到的 Q_P/Q_S 異常深度可互相佐證。

本研究之東區在淺部有很小的 Q_P/Q_S ，我們認為在最東側有許多正斷層分布的海洋板塊以及含水的淺層弧前地區皆對低 Q_P/Q_S 有不容小覷的貢獻。Fujie et al. (2016) 用震測做了東北地區近海的速度構造(圖 3-15，位於本研究所之東區內)，他們發現在靠近海溝處正要隱沒的海洋板塊淺層(地殼與上部地函表層)呈現多處低速異常，這些低速異常在正斷層分布密度高的區域尤為明顯(圖 3-11 左圖中側線之南端、右圖 central part 與 southern part 所示)。由於在正要隱沒的海洋板塊開始彎曲，拉張應力除了助長正斷層的發展之外也會形成新的正斷層，這些正斷層容易被流體與含水礦物充填(Kita & Ferrand, 2018)，因而降低震波速度(Ivandic et al., 2008)，也使我們在東區淺層的 Q_P/Q_S 有較小的值。Wang et al. (2022) 計算了日本東北的 V_P/V_S ，在弧前區域淺層構造(莫荷面以上)中觀察到了很明顯的高 V_P/V_S 異常(圖 3-16)。隱沒作用造成的升溫、加壓環境，讓水自淺部弧前區域中的

沉積層、含水的海底山(hydrating seamount)、以及海洋地殼殘餘物等構造中釋出 (Wang et al., 2022)，可能是造成東區淺部有低 Q_P/Q_S 異常的原因。除此之外，海洋板塊表面的正斷層也可能使東區淺部有較強的散射衰減，因而有較低的 Q_P/Q_S 。

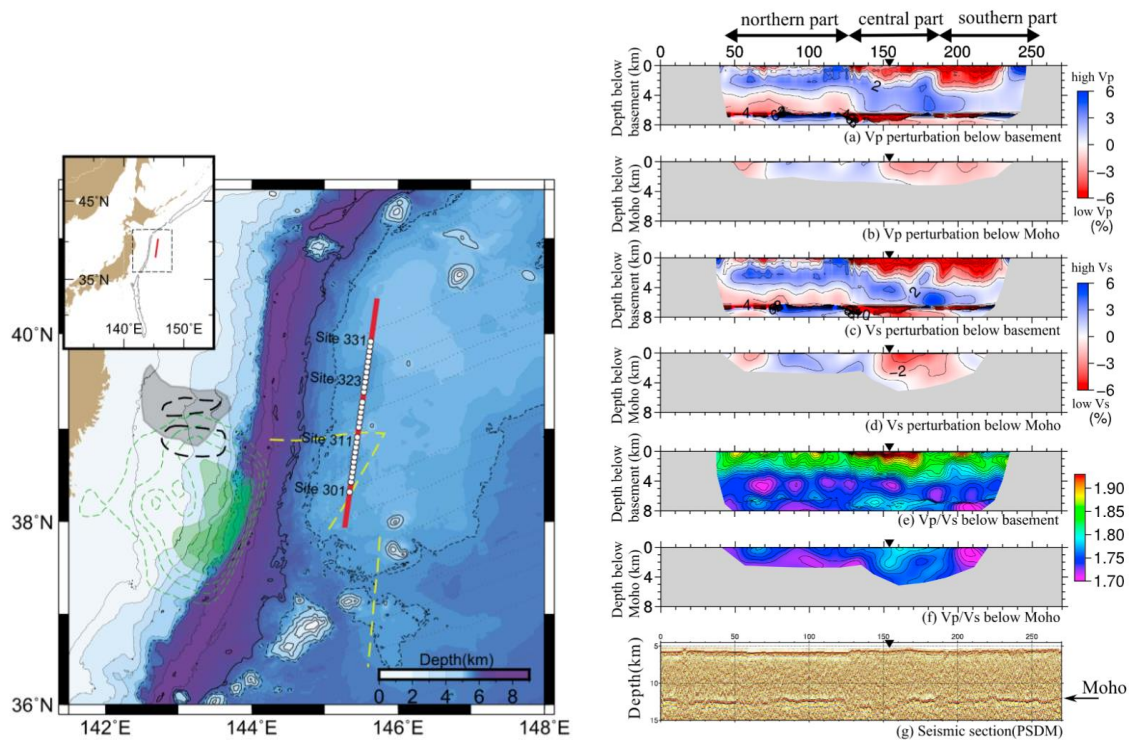


圖 3-15、二維速度構造剖面(右，由上至下：在海床以下與莫荷面以下的 V_P 、 V_S 、 V_P/V_S 變化量構造剖面、莫荷面位置剖面示意圖)與剖面位置示意圖(左圖紅線) (Fujie et al., 2016)。

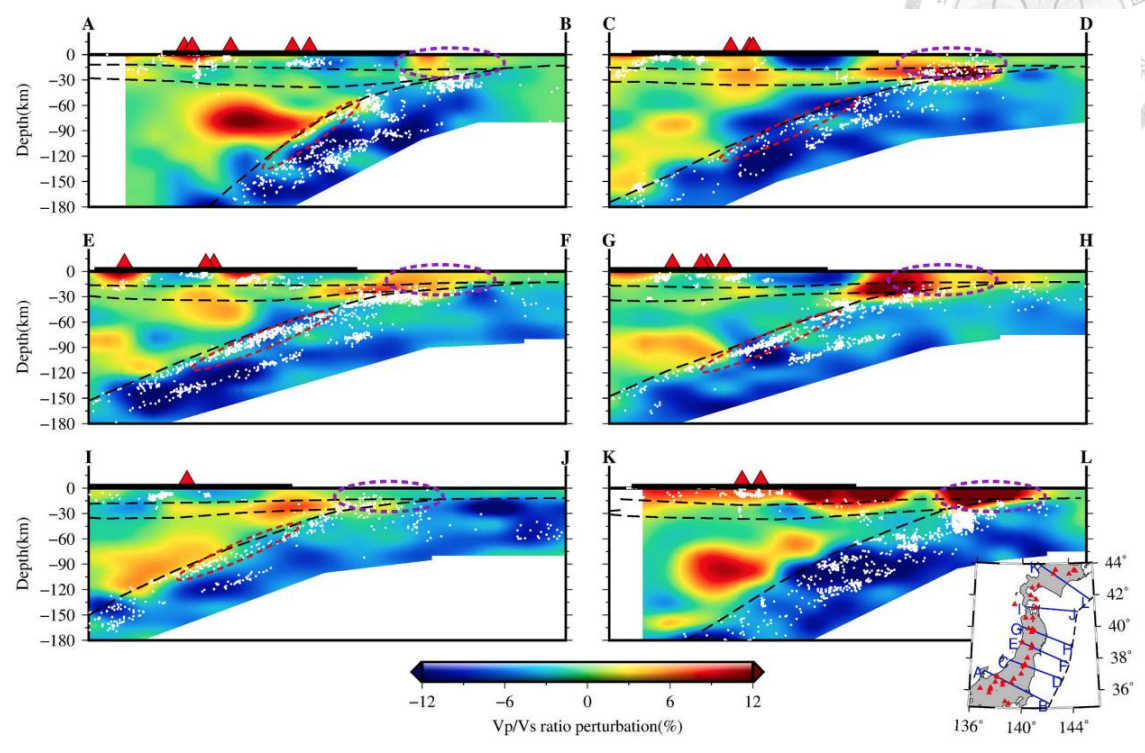
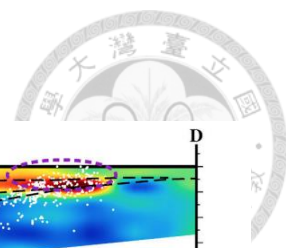


圖 3-16、 V_p/V_s 構造之垂直剖面(Wang et al., 2022)，藍~紅代表低~高 V_p/V_s 。紅色與紫色虛線所框之處分別為位在隱沒板塊上表與弧前地區淺部構造中呈現低速、高 V_p/V_s 異常之區域。



3.2.2 頻率相依性

本研究之北、西、東三區之 Q_p 、 Q_s 頻率相依性以 α 值表示分別為：

- (1) 北區： $\alpha_p=0.47\pm0.04$ ； $\alpha_s=0.28\pm0.05$ ；
- (2) 西區： $\alpha_p=0.62\pm0.05$ ； $\alpha_s=0.71\pm0.04$ ；
- (3) 東區： $\alpha_p=0.88\pm0.06$ ； $\alpha_s=0.88\pm0.05$ ；

由我們的頻率相依性結果，北區有中等的頻率相依性、西區有偏強的頻率相依性、東區則有十分強的頻率相依性。

Maeda & Sasatani (2004) 與 Maeda & Sasatani (2006) 使用北海道東部的 3 個陸上測站加 2 顆海底地震儀(ocean-bottom seismometer, OBS)，將觀測資料按測站位置分為弧前地函楔(fore-arc side mantle wedge, FAMW)、弧後地函楔(back-arc side mantle wedge, BAMW)與板塊(plate)三個區域去計算地震衰減的頻率相依性。他們計算出在 FAMW 與板塊皆有相當高的頻率相依性($\alpha_{\text{FAMW}}=0.97$ 、 $\alpha_{\text{plate}}=0.69$)，並估計出 BAMW 有相對 FAMW 與板塊還要弱許多的頻率相依性(因資料量匱乏無法算出絕對的 α_{BAMW} 值)。與本研究之結果相較之下，兩者皆具有高頻率相依之弧前、板塊與低頻率相依之弧後區域。由於異質性的尺度大小會影響地震波在不同頻段有不同程度之衰減，故可由地震波衰減之頻率相依性強弱來判斷區域異質性強弱。高頻率相依的東區顯示在弧前地區與板塊可能有較高的構造異質性，Furumura & Kennett (2005)分析寬頻地震儀所紀錄之地震波形與數值模擬波形在太平洋隱沒帶傳播之情形，並在經由板塊傳遞之訊號清楚觀察到了地震波散射所造成的高頻導波(guided wave)，他們認為是板塊內部構造含有許多長形的異質物因而讓板塊有較高的異質性。Matsumoto & Hasegawa (1989) 計算出日本東北 coda Q 之頻率相依性為 0.6~1.2 (圖 3- 17)，與我們所計算出來的西區之頻率相依性結果吻合。

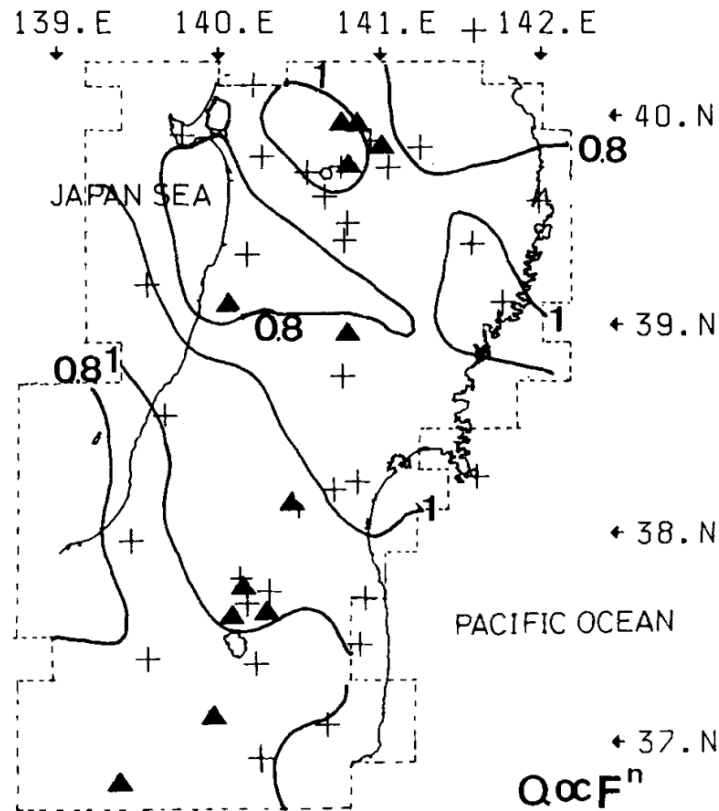


圖 3-17、Matsumoto & Hasegawa (1989) 所計算的日本東北 coda Q 之頻率相依性 n (定義同本研究所使用之 α) 分布圖。黑色三角形為火山，可以從圖中發現火山地區有較高的 $n (= \alpha)$ 值分布。

考慮到在 2.7 節中所劃分的北、西、東區之地震—測站組合可能因不同地震而有不同震源效應，以及各分區地震數量或深度上的差異而難以相互比較。因此除了三個分區的地震—測站組合之外，我們也分別計算了每個地震到三個分區之深度平均 Q^1 值與頻率相依性(圖 3-18)。由於三個區域的模型皆採用了所有地震，擁有相同的震源效應、震源深度與地震數量，有利於我們對三個區域測站下方的構造進行比較。根基於同組地震的分區模型中，西區有最強的地震波衰減特性、北區次強、東區最弱。然而在 α 值所體現之頻率相依性則無太大差異($\alpha_{north} \sim 0.46$; $\alpha_{west} \sim 0.62$; $\alpha_{east} \sim 0.55$)，可能因各個地震來源分佈較廣，且路徑上經過之構造在深部有較高的重複性，因而導致三個區域有相近的頻率相依性。

Average integrated Q for all events

$$\alpha_P(N) = -0.45308; \alpha_S(N) = -0.46344$$

$$\alpha_P(W) = -0.57799; \alpha_S(W) = -0.67489$$

$$\alpha_P(E) = -0.55301; \alpha_S(E) = -0.54144$$

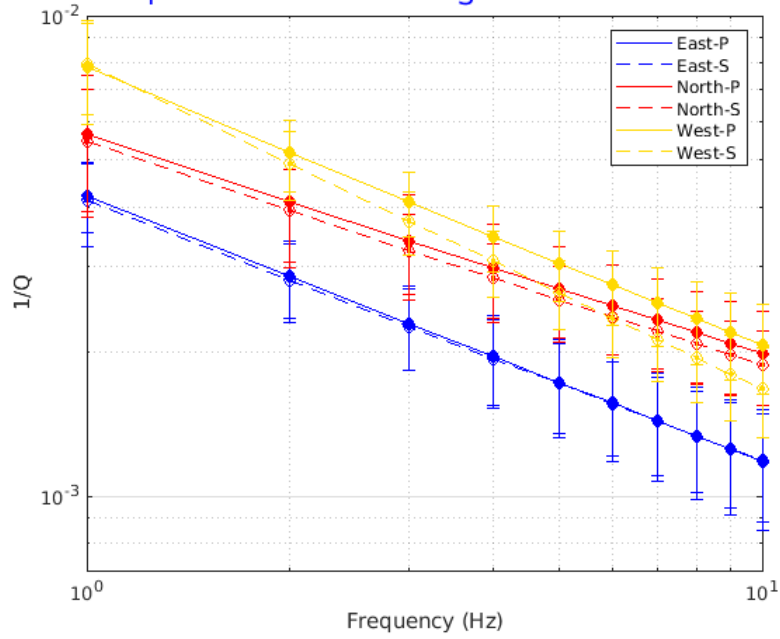


圖 3-18、所有地震分別傳遞至北、西、東區(紅、綠、藍)之 P 波、S 波(實、虛線)對深度平均後在各個頻率下的 Q 值平均。


第四章 結論

本研究蒐集了陸域(Hi-net、F-net)與海域(S-net)地震觀測網資料、對 S-net 測站分量做方向校正，以小波轉換計算振幅頻譜並以 F-K (Zhu & Rivera, 2002) 模擬合成波形以扣除初始模型之路徑衰減效應、幾何擴散以及部分震源效應。我們以典型方法測量 t^* 算出路徑上的平均 Q 值，得到非頻率相依的地震衰減構造。最後我們再對震源、場址與路徑三項做反演得到頻率相依地震衰減構造。

在我們的結果中，加入了 S-net 資料使我們的模型在靠近海溝方向之構造有更好的解析，運用小波轉換讓我們得以計算出頻率相依的衰減模型。在非頻率相依衰減模型中，隱沒板塊與弧前盆地分布的區域大致上呈現弱衰減(高 Q 值)、弧後盆地與火山區域則多呈現強衰減異常(低 Q 值)，這些結果與其他隱沒帶地區的地震波衰減結果符合。我們在北海道地方的日高碰撞帶觀察到了強衰減異常，除了此區主要由蛇綠岩與沉積物組成之外，含有充沛的流體也可能關鍵原因之一。我們在兩島弧交界處(北海道轉角)發現一處弱衰減異常，可與 Kita et al. (2014) 提出的假設相佐證，弧弧碰撞導致在該處下方被擠壓出多餘的地殼物質之假設，而多餘的地殼加深脫水作用深度使得該處的地幔對流不活躍，造成在多餘地殼物質堆積處往弧後方向溫度較低、呈現弱衰減異常。

本研究將頻率相依衰減模型分為北、西、東三區做討論，以利比較隱沒帶發生弧弧碰撞之區域(北區)、典型隱沒帶(西區)、以及海洋板塊與弧前地區(東區)之不同構造間的地震波衰減特徵及頻率相依性。位處島弧交界隱沒帶之北區相較同處在隱沒帶的西區有較強的衰減，而涵蓋大範圍海洋板塊與弧前構造之東區則有較弱的衰減異常。 Q_p/Q_s 可能反映了流體飽和度與衰減機制是否由散射衰減所主





導。在北區 110 公里深度附近與呈現低 Q_P/Q_S 異常，我們認為與弧弧碰撞所致脫水作用深度改變有很大的關係；在東區淺部(約 0~50 公里)亦有較低的 Q_P/Q_S 異常，可能與弧前地區的高流體飽和度特性以及分布在海洋板塊表面的正斷層導致較強的散射衰減有關。不同尺度的異質物會造成不同頻率之地震波能量衰減，因此在高異質性之區域易呈現較強的頻率相依性。在北區有中等的頻率相依性 ($\alpha_P=0.47$ 、 $\alpha_S=0.28$)；西區與東區則有較強的頻率相依性(西： $\alpha_P=0.62$ 、 $\alpha_S=0.71$ ；東： $\alpha_P=0.88$ 、 $\alpha_S=0.88$)。

參考文獻



- Aki, K. (1972). Scaling law of earthquake source time-function. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 31(1-3), 3-25. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1972.tb02356.x>
- Anderson, D. L., & Given, J. W. (1982). Absorption band Q model for the Earth. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 87(B5), 3893-3904. <https://doi:10.1029/JB087iB05p03893>
- Brune, J. N. (1970). Tectonic Stress and the Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 75(26), 4997-5009. <https://doi.org/10.1029/JB075i026p04997>
- Carcolé, E., & Sato, H. (2009). Spatial distribution of scattering loss and intrinsic absorption of short-period S waves in the lithosphere of Japan on the basis of the Multiple Lapse Time Window Analysis of Hi-net data. *Geophysical Journal International*, 180, 268-290. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04394.x>
- Clouser, R. H., & Langston, C. A. (1991). Q_p-Q_s relations in a sedimentary basin using converted phases. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81(3), 733-750. <https://doi.org/10.1785/BSSA0810030733>
- Chen, K.-C., Chiu, J.-M., & Yang, Y.-T. (1994). Q_p-Q_s relations in the sedimentary basin of the upper Mississippi Embayment using converted phases. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(6), 1861-1868. <https://doi.org/10.1785/BSSA0840061861>
- Chen, T., & Clayton, R. W. (2009). Seismic attenuation structure in central Mexico: Image of a focused high-attenuation zone in the mantle wedge, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114, B07304.

<https://doi:10.1029/2008JB005964>

Eshelby, J. D. (1957). The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 241(1226), 376-396.

<https://doi.org/10.1098/rspa.1957.0133>

Fujie, G., Kodaira, S., Sato, T., & Takahashi, T. (2016). Along-trench variations in the seismic structure of the incoming Pacific plate at the outer rise of the northern Japan Trench. *Geophysical Research Letters*, 43, 666-673.

<https://doi:10.1002/2015GL06736>

Furumura, T., & Kennett, B. (2005). Subduction zone guided waves and the heterogeneity structure of the subducted plate: Intensity anomalies in northern Japan. *Journal of Geophysical Research*, 110, B10302.

<https://doi:10.1029/2004JB003486>

Geospace. (n. d.). *OMNI-2400*. Retrieved September 20, 2022, from

https://www.geospace.com/wp-content/uploads/OMNI-2400-Geophone-Brochure.pdf?fbclid=IwAR0HS5am3c7LSnG0g3Yiutw0L4VojLDCTEJ-7t957M0B6sST_D13yfpikj4

Grotzinger, J. P., & Jordan, T. H. (Eds.). (2010). *Understanding Earth*. New York: W.H. Freeman.

Hua, Y., Zhao, D., Xu, Y., & Wanmg, Z. (2019). Arc-arc collision caused the 2018 Eastern Iburi earthquake (M 6.7) in Hokkaido, Japan. *Scientific Reports*, 9, 13914.

<https://doi.org/10.1038/s41598-019-50305-x>

Huang, H.-H., Xu, Z. J., Wu, Y.-M., Song, X., Huang, B.-S., & Nguyen, L. M. (2013). First Local Seismic Tomography for Red River Shear Zone, northern Vietnam: Stepwise inversion employing crustal P and Pn waves. *Tectonophysics*, 584, 230-

239. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.03.030>

Ichihara, H., Mogi, T., Tanimoto, K., Yamaya, Y., Hashimoto, T., Uyeshima, M., & Ogawa, Y. (2016). Crustal structure and fluid distribution beneath the southern part of the Hidaka collision zone revealed by 3-D electrical resistivity modeling. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17, 1480-1491.

<https://doi:10.1002/2015GC0062>

Iritani, R., Takeuchi, N., & Kawakatsu, H. (2014). Intricate heterogeneous structures of the top 300 km of the Earth's inner core inferred from global array data: II. Frequency dependence of inner core attenuation and its implication. *Earth and Planetary Science Letters*, 405, 231-243.

<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.08.038>

Ivandic, M., Grevemeyer, I., Berhorst, A., Flueh, E. R., & McIntosh, K. (2008). Impact of bending related faulting on the seismic properties of the incoming oceanic plate offshore of Nicaragua. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113, B05410. <https://doi:10.1029/2007JB005291>


Jackson, D. D., & Anderson, D. L. (1970). Physical mechanisms of seismic-wave attenuation. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 8(1), 1-63.

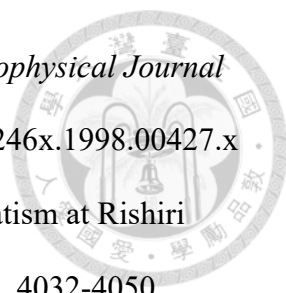
<https://doi:10.1029/RG008i001p00001>

Jackson, I., Faul, U. H., Fitz Gerald, J. D., & Tan, B. H. (2004). Shear wave attenuation and dispersion in melt-bearing olivine polycrystals: 1. Specimen fabrication and mechanical testing. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109, B06201.

<https://doi:10.1029/2003JB002406>

Jackson, I., Fitz Gerald, J. D., Faul, U. H., & Tan, B. H. (2002). Grain-size-sensitive seismic wave attenuation in polycrystalline olivine. *Journal of Geophysical Research*, 107(B12), 2360. <https://doi:10.1029/2001JB001225>

- 
- Jia, N., & Li, Z. (2021). Porosity Estimation of a Porous Goaf Area Based on Seismic Wave Attenuation. *Pure and Applied Geophysics*, 178, 1845-1858.
<https://doi.org/10.1007/s00024-021-02723-0>
- Karato, S. (2003). Mapping water content in the upper mantle, in *Inside the Subduction Factory, Geophysical Monograph*, 138, edited by J. M. Eiler, (pp. 135-152). AGU, Washington, D. C. <https://doi.org/10.1029/138GM08>
- Kimura, G. (1996). Collision orogeny at arc-arc junctions in the Japanese Islands. *Island Arc*, 5, 262-275. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.1996.tb00031.x>
- Kita, S., & Ferrand, T.P. (2018). Physical mechanisms of oceanic mantle earthquakes: Comparison of natural and experimental events. *Scientific Reports*, 8, 17049.
<https://doi.org/10.1038/s41598-018-35290-x>
- Kita, S., Nakajima, J., Hasegawa, A., Okada, T., Katsumata, K., Asano, Y., & Kimura, T. (2014). Detailed seismic attenuation structure beneath Hokkaido, northeastern Japan: Arc-arc collision process, arc magmatism, and seismotectonics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119, 6486-6511.
<https://doi:10.1002/2014JB011099>
- Kita, S., Okada, T., Hasegawa, A., Nakajima, J., & Matsuzawa, T. (2010). Anomalous deepening of a seismic belt in the upper-plane of the double seismic zone in the Pacific slab beneath the Hokkaido corner: Possible evidence for thermal shielding caused by subducted forearc crust materials. *Earth and Planetary Science Letters*, 290(3-4), 415-426. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.12.038>
- Ko, Y.-T., Kuo, B.-Y., & Hung, S.-H. (2012). Robust determination of earthquake source parameters and mantle attenuation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117, B04304. <https://doi:10.1029/2011JB008759>
- Koketsu, K., & Sekine, S. (1998). Pseudo-bending method for three-dimensional

- 
- seismic ray tracing in a spherical earth with discontinuities. *Geophysical Journal International*, 132(2), 339-346. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1998.00427.x>
- Kuritani, T., & Nakagawa, M. (2016). Origin of ultra rear-arc magmatism at Rishiri Volcano, Kuril Arc. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17, 4032-4050. <https://doi.org/10.1002/2016GC006594>
- Kuritani, T., Tanaka, M., Yokoyama, T., Nakagawa, M., & Matsumoto, A. (2016). Intensive Hydration of the Wedge Mantle at the Kuril Arc-NE Japan Arc Junction: Implications from Mafic Lavas from Usu Volcano, Northern Japan. *Journal of Petrology*, 57(6), 1223-1240. <https://doi.org/10.1093/petrology/egw038>
- Lin, Y.-P., & Jordan, T. H. (2018). Frequency-dependent attenuation of P and S waves in Southern California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123, 5814-5830. <https://doi.org/10.1029/2018JB015448>
- Liu, X., Zhao, D., & Li, S. (2013). Seismic heterogeneity and anisotropy of the southern Kuril arc: insight into megathrust earthquakes. *Geophysical Journal International*, 194(2), 1069-1090. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt150>
- Madariaga, R. (1976). Dynamics of an expanding circular fault. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66(3), 639-666. <https://doi.org/10.1785/BSSA0660030639>
- Maeda, T., & Sasatani, T. (2004, August 1-6). *Upper Mantle Attenuation Structure beneath the Eastern Hokkaido, Japan and its effects on Strong Ground Motions* [Paper presentation]. 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, B.C., Canada. https://www.iitk.ac.in/nicee/wcee/article/13_914.pdf
- Maeda, T., Sasatani, T. (2006). Two-layer Qs structure of the slab near the southern Kurile trench. *Earth, Planets and Space*, 58, 543-553. <https://doi.org/10.1186/BF03351952>

Matsubara, M., Sato, H., Uehira, K., Mochizuki, M., Kanazawa, T., Takahashi, N., et al. (2019). Seismic Velocity Structure in and around the Japanese Island Arc Derived from Seismic Tomography Including NIED MOWLAS Hi-net and S-net data. In M. Kanao, & G. Toyokuni (Eds.), *Seismic Waves - Probing Earth System*, IntechOpen, 1-19. <https://doi.org/10.5772/intechopen.86936>

Matsumoto, S., & Hasegawa, A. (1989). Two-dimensional coda Q structure beneath Tohoku, NE Japan. *Geophysical Journal International*, 99(1), 101-108. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1989.tb02018.x>

Mitchell, B. J. (1995). Anelastic structure and evolution of the continental crust and upper mantle from seismic surface wave attenuation. *Reviews of Geophysics*, 33(4), 441-462. <https://doi:10.1029/95RG02074>

Nakajima, J., Hada, S., Hayami, E., Uchida, N., Hasegawa, A., Yoshioka, S., Matsuzawa, T., & Umino, N. (2013). Seismic attenuation beneath northeastern Japan: Constraints on mantle dynamics and arc magmatism. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118, 5838-5855. <https://doi:10.1002/2013JB010388>

Nakajima, J., Hirose, F., & Hasegawa, A. (2009). Seismotectonics beneath the Tokyo metropolitan area, Japan: Effect of slab-slab contact and overlap on seismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114, B08309. <https://doi:10.1029/2008JB006101>

National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience. (2019). NIED F-net. *National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience*. <https://doi:10.17598/NIED.0005>

National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience. (2019). NIED Hi-net. *National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience*.

<https://doi:10.17598/NIED.0003>

National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience. (2019). NIED S-net. *National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience*.

<https://doi:10.17598/NIED.0007>

National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience. (n. d.). *Response of Observation Equipment*. Retrieved September 20, 2022, from

<https://hinetwww11.bosai.go.jp/auth/seed/?LANG=en>

Olsen, K. B., Day, S. M., & Bradley, C. R. (2003). Estimation of Q for Long-Period (>2 sec) Waves in the Los Angeles Basin. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(2), 627-638. <https://doi.org/10.1785/0120020135>

Plesch, A., Shaw, J. H., Song, X. & Jordan, T. H. (2014). Stochastics descriptions of fine-scale basin velocity structure from well logs and the SCEC Community Velocity Model (CVMH). *Proceedings of the 2014 SSA Annual Meeting*, Anchorage, AK, 30 April–2 May 2014.

Richards, P. G., & Menke, W. (1983). The apparent attenuation of a scattering medium. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73(4), 1005-1021.

<https://doi.org/10.1785/BSSA0730041005>

Sano, Y., & Nakajima, J. (2008). Geographical distribution of $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios and seismic tomography in Japan. *Geochemical Journal*, 42, 51-60.

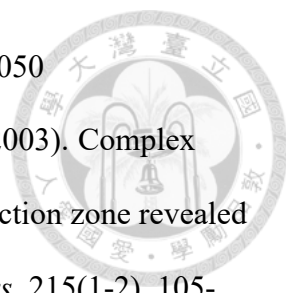
<https://doi:10.2343/geochemj.42.51>

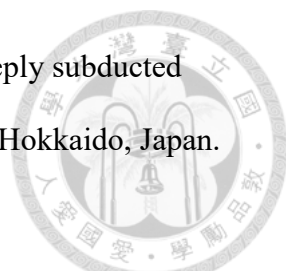
Sato, H., & Fehler, M. C. (2009). *Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous Earth (corrected printing)*, (pp. 1-308). Berlin & Heidelberg:

Springer-Verlag. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-89623-4>

Savran, W., & Olsen, K. (2016). Model for small-scale crustal heterogeneity in Los Angeles basin based on inversion of sonic log data. *Geophysical Journal*



- 
- International*, 205(2), 856-863. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw050>
- Schurr, B., Asch, G., Rietbrock, A., Trumbull, R., & Haberland, C. (2003). Complex patterns of fluid and melt transport in the central Andean subduction zone revealed by attenuation tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 215(1-2), 105-119. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00441-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00441-2)
- Singh, S., & Herrmann, R. B. (1983). Regionalization of crustal coda Q in the continental United States. *Journal of Geophysical Research*, 88(B1), 527-538. <https://doi.org/10.1029/JB088iB01p00527>
- Stern, R. J. (2002). Subduction zones. *Reviews of Geophysics*, 40(4), 1012. <https://doi.org/10.1029/2001RG000108>
- Süss, M. P., & Shaw, J. H. (2003). P-wave seismic velocity structure derived from sonic logs and industry reaction data in the Los Angeles basin, California. *Journal of Geophysical Research*, 108(3), 2170. <https://doi.org/10.1029/2001JB001628>
- Takagi, R., Uchida, N., Nakayama, T., Azuma, R., Ishigami, A., Okada, T., Nakamura, T., & Shiomi, K. (2019). Estimation of the Orientations of the S-net Cabled Ocean-Bottom Sensors. *Seismological Research Letters*, 90(6), 2175-2187. <https://doi.org/10.1785/0220190093>
- Tanaka, A., Yamano, M., Yano, Y., & Sasada, M. (2004). Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan (I): Appraisal of heat flow from geothermal gradient data. *Earth, Planets and Space*, 56, 1191-1194. <https://doi.org/10.1186/BF03353339>
- Tittmann, B. R., Clark, V. A., Richardson, J. M., & Spencer, T. W. (1980). Possible mechanism for seismic attenuation in rocks containing small amounts of volatiles. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 85(B10), 5199-5208. <https://doi.org/10.1029/JB085iB10p05199>

- 
- Ueda, H. (2005). Accretion and exhumation structures formed by deeply subducted seamounts in the Kamuikotan high-pressure/temperature zone, Hokkaido, Japan. *Tectonics*, 24, TC2007. <https://doi.org/10.1029/2004TC001690>
- Wang, Z., Jin, Z., & Lin, J. (2022). Slab melting and arc magmatism behind the Japan Trench: Evidence from seismic and thermal structure imaging. *Tectonophysics*, 833, 229340. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229340>
- Wang, Z., & Zhao, D. (2019). Updated attenuation tomography of Japan subduction zone, *Geophysical Journal International*, 219(3), 1679-1697. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz339>
- Wei, S. S., & Wiens, D. A. (2018). P-wave attenuation structure of the Lau back-arc basin and implications for mantle wedge processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 502, 187-199. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.09.005>
- Winkler, K., & Nur, A. (1982). Seismic attenuation: Effects of pore fluids and frictional-sliding. *Geophysics*, 47, 1-15. <https://doi.org/10.1190/1.1441276>
- Winkler, K., Nur, A., & Gladwin, M. (1979). Friction and seismic attenuation in rocks. *Nature*, 277, 528-531. <https://doi.org/10.1038/277528a0>
- Yamamoto, K., & Ida, Y. (1997). Significant P wave attenuation for a specific frequency range beneath Kirishima Volcano, Japan. *Geophysical Research Letters*, 24(10), 0094-8276. <https://doi.org/10.1029/97GL01157>
- Zhu, L., & Rivera, L. A. (2002). A note on the dynamic and static displacements from a point source in multi-layered media. *Geophysical Journal International*, 148(3), 619-627. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01610.x>
- Zhu, Z., Bezada, M. J., Byrnes, J. S., & Ford, H. A. (2021). Evidence for stress localization caused by lithospheric heterogeneity from seismic attenuation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 22, e2021GC009987.

<https://doi.org/10.1029/2021GC009987>

