

密级：_____



中国科学院大学
University of Chinese Academy of Sciences

硕士学位论文

利用 PcP 和 PKiKP 震相组合研究 CMB 结构变化

作者姓名: 龙鑫

指导教师: 艾印双 研究员

学位类别: 理学硕士

学科专业: 固体地球物理学

研究所: 中国科学院地质与地球物理研究所

2016 年 6 月

Revealing the Variation of CMB Structure by Analysis Combining
PcP and PKiKP

By

Long Xin

**A Dissertation/Thesis Submitted to
The University of Chinese Academy of Sciences
In partial fulfillment of the requirement
For the degree of
Master of Science**

**Institute of Geology and Geophysics
Chinese Academy of Sciences**

June, 2016

中国科学院地质与地球物理研究所

研究生学位论文独创性声明

本人声明所呈交的学位论文是本人在艾印双导师指导下进行的研究工作及取得的研究成果。除了文中特别加以标注和致谢的内容外，论文中不包含其他人已经发表或撰写过的研究成果，也不包含为或得中国科学院地质与地球物理研究所或其他教育机构的学位或证书而使用过的材料。与我一同工作的同志对本研究所做的任何贡献均在论文中做了明确的说明并表示谢意。

论文与资料若有不实之处，本人承担一切相关责任。

学位论文作者签名： 签字日期： 年 月 日

学位论文版权使用授权书

本人完全了解中国科学院地质与地球物理研究所有关知识产权的规定，研究所有权保留并向国家有关部门或机构送交本论文的复印件和电子文档，允许论文被查阅和借阅；中国科学院地质与地球物理研究所可以将学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索和传播，可以采用影印、缩印或扫描等复制手段保存、汇编学位论文（保密的学位论文在解密后适用本授权书）。

保密论文注释：本学位论文属于保密范畴，保密期限____年，解密后适用本授权书。

学位论文作者签名： 导师签名：
签字日期： 年 月 日 签字日期： 年 月 日

摘要

作为外核与地幔之间物质交换的场所，地球的核幔边界 (CMB) 在地球的核幔对流等动力学过程中扮演了关键的角色，其物理化学性质对我们了解地球内部的演化有重要的作用。然而 CMB 可能存在复杂的结构变化，这就为我们的研究带来了困难。以往的研究通常使用 PcP 和 PKiKP 震相组合来约束内外核边界 (ICB) 的性质，比如 P 波波速和内外核的密度跃变。然而，很多研究并没有对 CMB 可能存在的小尺度变化引起足够重视，特别是 CMB 界面起伏和小尺度的超低速结构，CMB 的这些特性对 PcP 存在巨大影响已经被很多研究所揭示。如果这些效应不能被排除，将很难获得真实的 ICB 结构信息。本研究主要使用来自北美和澳大利亚的 IMS (International Miscellaneous Stations) 小口径台阵记录到的 PcP 和 PKiKP 数据并辅以国家测震台网的观测来识别和检验 CMB 各种效应对 PcP 的影响，包括其界面起伏和其上方的低速结构。

首先，通过分析小口径台阵的 PcP 和 PKiKP 信号的振幅比、相对走时残差和波形，尝试对 CMB 小尺度界面起伏和速度异常进行约束。研究比较了位于北美的 NVAR 和 PDAR 对同一地震事件的 PcP 和 PKiKP 记录，并结合之前波形模拟结果，推断出墨西哥北部下方 CMB 上可能存在局部的上凸，造成采样到不同区域的短周期 PcP 振幅和波形的变化；由观测到阿拉斯加 Kenai 半岛下方 PKiKP/PcP 振幅比的剧烈变化，进一步验证了前人研究的结果，即 Kenai 半岛下方存在局部 CMB 凹陷；结合 PcP 和 PKiKP 检验了澳大利亚太平洋东岸下方 CMB 超低速带结构的，观测显示出其具有很薄的厚度，且该区域 CMB 较为平坦。其次，利用来自国家测震台网的数据，分析和讨论了东亚下方 CMB 的结构，观测到的 PcP 和 PKiKP 的振幅比和走时残差存在正相关，暗示东亚下方 CMB 存在中型尺度的界面起伏变化。同时，利用重复地震观测，评估和讨论了单台站观测的不确定性因素。这些观测都暗示了可能存在的复杂的核幔动力学过程。

关键词：PKiKP；PcP；核幔边界；内外核边界；界面起伏；超低速带；小口径台阵

Abstract

The core mantle boundary (CMB) of the earth is vital to understand the evolution of our planet due to its close connection to the core-mantledynamic process, and it is the place of material exchange of the core-mantle. Previous study often use PKiKP and PcP to constrain the properties of the inner-outer core boundary (ICB), such as velocity and density jump. However, many of them do not pay enough attention on CMB variation at small scale, especially the CMB topography which has been proved has strong effects on PcP and if such effect could not be ruled out, the true ICB properties could never be revealed. This study mainly uses PcP and PKiKP data from IMS (International Miscellaneous Stations) array and CNDS (China National Digital Seismic) network to detect and identify the CMB effects on PcP.

First, by comparing PcP and PKiKP recorded by IMS array and analyzing amplitude ratios and differential travel time residuals of the two phases, this study try to constrain small-scale topography and velocity anomaly of CMB. By comparing PcP and PKiKP records from NVAR and PDAR in North America, it is found that PcP that reflect from two region at CMB beneath North Mexico show distinctive behavior, which indicates a local convex at CMB; Anomalously low PKiKP/PcP ratio beneath Kenai peninsula, Alaska are observed, which further confirm a CMB concave reported by previous study; ULVZ beneath west boundary of “Pacific Anomaly” at CMB reported by previous studies would be thin if it really exists, and the sampled CMB region is flat, which is suggested by PcP and PKiKP data. Then, CNDS data are used to analyzing CMB structure beneath East Asia, and observed amplitude ratios and travel time residuals of PcP and PKiKP show positive correlation beneath East Asia, which may suggest intermediate-scale CMB topography variation. To further evaluate uncertainties of single station record, PKiKP and PcP data for repeated events are analyzed. All the observation in this study may imply a complex core-mantle dynamic process.

Keywords: PKiKP; PcP; CMB; ICB; Topography; ULVZ; Small Aperture Array

目 录

摘 要	I
Abstract	III
目 录	V
第一章 引言	1
1.1 CMB 的小尺度变化	1
1.2 PKiKP/PcP 振幅比的强烈离散	2
1.3 本研究的主要工作	4
第二章 数据和方法	5
2.1 数据来源	6
2.1.1 IMS 小口径台阵	6
2.1.2 大型台网	8
2.2 数据处理方法	13
2.2.1 PKiKP 信号的预识别	14
2.2.2 振幅比和走时残差的计算	16
第三章 IMS 台阵数据约束 CMB 结构变化	19
3.1 CMB 界面起伏	21
3.1.1 CMB 的局部上凸	21
3.1.2 CMB 的局部下陷	26
3.1.3 ICB 结构和 CMB 横向不均匀	31
3.2 CMB 上方的低速结构	32
第四章 东亚下方 CMB 结构	37
4.1 振幅比和走时残差分析	37
4.2 对重复地震的 PcP/PKiKP 观测	40
第五章 总结与展望	43
致谢	45
参考文献	47
待发表文章目录	53

第一章 引言

1.1 CMB 的小尺度变化

地球的核幔边界 (CMB) 在地球内部的动力学演化过程中具有非常关键的作用，由于它和地幔、地核的对流有着紧密的联系，对其性质的了解有助于我们认识地球的演化。许多地震学的研究揭示了这个界面存在复杂的性质并伴有强烈的区域性变化。

在这些可能存在的复杂结构中，超低速带 (ULVZ) 常常受到关注。它的典型特征是具有低的 P 和 S 波波速，并较周围结构有更高的密度，前人的研究发现这种结构常常存在于大剪切波低速省的附近 (Garnero and McNamara, 2008)。ULVZ 通常被认为尺度很小 (约数百千米)，因此也较难用层析成像等地震学手段探测到。之前的研究常基于异常大的 PKP 前驱波 (Thomas et al., 2009, Vidale and Hedlin, 1998) 或者异常的 $SKP_{diff}S$ 走时延迟 (Garnero and Helmberger, 1995, Thorne and Garnero, 2004) 来推断 ULVZ 的存在，在一些研究中，短周期的 PcP 和 ScP 被用来提高对 CMB 结构探测的分辨率 (Castle and van der Hilst, 2000, Rost and Revenaugh, 2004)。ULVZ 的存在可能造成 PcP 的复杂特性，当低速带与其上部地幔有较大速度差的情况下，PcP 主震相前将出现由 ULVZ 顶部反射的前驱波，其后可能出现 P 到 S 波的转换震相，并且由于反射系数的减小，PcP 的振幅也会显著降低 (Gassner et al., 2015)。目前多数研究认为这种低速结构的形成可能是源于 CMB 上部物质的部分熔融，比如含水的洋中脊玄武岩 (MORB) 下沉到地幔底部，降低了周围物质的熔点而产生熔融，而且这些 MORB 受到地幔对流的影响更易于集中在化学性质差异明显的边界比如 LLSVPs 的周围 (Xu and Koper, 2009)。除此之外还有一些其他的机制用来解释其成因，有实验模拟研究认为这种低速结构来源于地幔与外核物质的化学反应 (Hirose et al., 2005)，或者 CMB 底部的物质沉积 (Buffett et al., 2000)。He and Wen (2012), He et al. (2006) 通过 ScS-S、ScS2-SS 走时残差和波形模拟尝试确定了太平洋低速异常的边界，并认为太平洋边界底部的 ULVZ 从异常内延伸到周围的高速区，并且这种扩张在小尺度内存在强烈变化，这暗示了太平洋异常低速异常可能存在变化的物质组成以及同周围地幔物质复杂的接触关系。

CMB 另一个重要的特征是它的界面起伏，根据之前的研究结果，其横向尺度可能从数百至数千千米；深度变化从几百米至数百千米 (Earle and Shearer, 1997, Sze and van der Hilst, 2003)。CMB 的界面起伏会强烈影响 PcP 的观测，一个局部上凸的界面会造成波场能量的发散，因此减小 PcP 的振幅，而一个局部下陷的 CMB 界面会产生相反的效果，即造成能量的汇聚，从而增大 PcP 的振幅 (Kampfmann and Müller, 1989, Neuberg and Wahr,

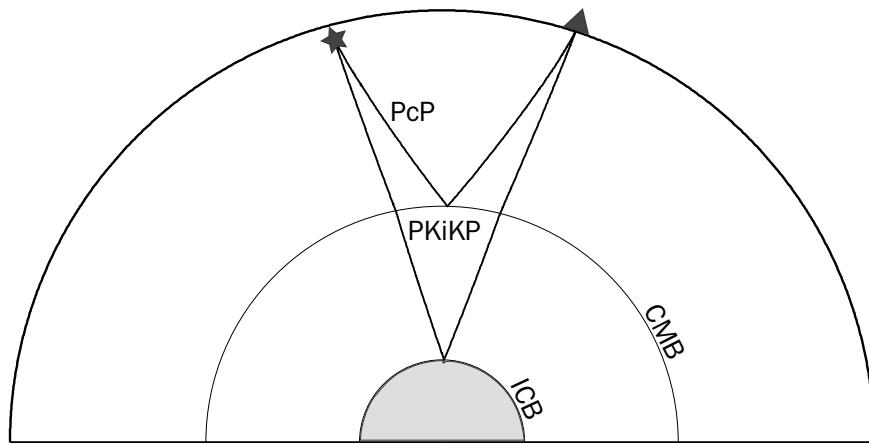


图 1.1 PcP 和 PKiKP 射线路径示意图

1991). Rost and Revenaugh (2004) 利用 Yellow Knife 台阵观测到异常大的 PcP 振幅，并结合 P 作为参考震相进行分析，认为在阿拉斯加的 Kenai 半岛下方的 CMB 上存在局部的下凹。最近，Wu et al. (2014) 利用表示定理模拟了不同横向尺度和深度变化参数组合的 CMB 起伏下的 PcP 波形，结合之前在 Kenai 半岛下方 CMB 反射的 PcP 数据，检验了 CMB 界面起伏对 PcP 的影响。其结果显示，一个下陷 6 千米，横向宽度 6° 的界面起伏会造成 PcP 振幅放大 4.5 倍。但是，在 P 波衰减和 PcP 振幅增大之间仍然存在一个折衷效应，因为之前的研究通常使用 P 作为参考震相，而在上地幔中，直达 P 波和 PcP 的传播路径存在很大差异，且 P 波的射线参数较大，受到横向变化的影响也更大。如果在上地幔或者在台站下方的沉积层经历到强烈衰减，之前研究所估计的 CMB 对 PcP 振幅放大效应可能就不那么显著了，因此界面起伏的尺度也可能被错误估计。假设，在小尺度下，ICB 的性质是稳定的，而且没有大的起伏变化，引入 PKiKP 将其作为一个新的参考震相可以改进对 CMB 结构的约束。因为在震中距不大的情况下 (30°) PKiKP 和 PcP 离源角相差一般不到 10° ，在上地幔的传播路径比较接近并且外核可被认为是均匀的 (Stevenson, 1987)，所以来自上地幔的干扰和震源辐射花样差异的影响都将尽可能减小。

1.2 PKiKP/PcP 振幅比的强烈离散

作为内核冷凝增长和内核与外核相互作用的场所 (Bergman et al., 2010, Deguen et al., 2011)，地球的内外核边界 (ICB) 的物理性质一直也是地震学的重要问题之一。到目前为止，对 ICB 的研究基本都是利用由该界面反射的 PKiKP 震相，而 PKiKP 也是内核存在最为直接的证据。PKiKP 又分为前临界和后临界，在早期的观测条件下，后临界 PKiKP (又被成为 PKP_{df}) 的观测要更为容易，其作为参考震相，通常与 PKP_{bc} 结合，被用于研究内核顶部的结构 (Tanaka and Hamaguchi, 1997)。相比而言，由于较小的反射系数和较低的信噪比，加上观测条件的限制，在早期对于小震中距情况下的前临界 PKiKP 的观测数

量非常有限 (Bolt and Qamar, 1970), 但还是有研究尝试利用 PKiKP/PcP 振幅比来估计内核的密度和 ICB 波速跃变 (Shearer and Masters, 1990, Souriau and Souriau, 1989). 由于 PcP 和 PKiKP 在浅部结构中传播路径的相似性 (图 1.1), 这种使用振幅比的方法假设可以消除地幔结构、台站响应等因素对观测结果的影响而且 CMB 是平坦且横向变化不大的, 观测到振幅比异常则来自内核, 由此估计 ICB 的物理参数. Krasnoshchekov et al. (2005) 用记录到核爆事件产生的 PKiKP 绝对振幅来约束 ICB 的区域变化, 推测出内核表面存在马赛克结构. 虽然振幅经过了震级校正, 但台站的增益及场地效应依然是不确定的因素. 因此, 关于 ICB 的研究大多使用 PcP 作为参考震相. 随着近年来大规模地震台阵的安装和区域性密集台网的布设, PKiKP 的观测数量显著提升, 通过搜索全球 1995 至 2000 年的 IMS 小口径台阵数据, 利用叠加方法, Koper and Pyle (2004) 搜集了三百多个 PKiKP 观测, 远远超过之前的观测数量的总和; 利用 Hi-net, Kawakatsu (2006) 首次报道了由一个地震产生的超过 100 个清晰的 PKiKP 记录, 通过慢度分析和波形拟合, 有力地证实了尖锐 ICB 的存在. 虽然 PKiKP 的观测数量大大提升, 但用它和 PcP 约束内核参数仍然面临很多困难. 首先在小震中距情况下, PcP 容易被 S 波的尾波干扰, 因此限制了可用的数据量; 其次, 由于台阵口径有限, PKiKP 在内核的反射有限, 很难将所有采样区域的观测结果联系起来并结合地球动力学机制进行讨论 (Tanaka and Tkalcic, 2015); 再次, 即使在很小的区域, 观测到的振幅比也可能呈现出非常离散 (Koper and Pyle, 2004), 但造成数据离散的来源却很难确定.

大量观测表明内核并不是一个物性均一的刚性球体, 除了波速的各向异性 (Wang et al., 2015), 现在也已有较多的观测证据支持内核内部的不均匀性结构, 像 1-degree 的东西半球的速度和衰减的不均匀 (Tanaka and Hamaguchi, 1997, Wen and Niu, 2002) 和内核顶部局部的小尺度散射结构 (Vidale and Earle, 2000) 等. 一些地球动力学模型试图对这些结构的成因给出解释, 如既有外核大尺度的非对称流 (Aubert et al., 2008, Gubbins et al., 2011), 也有来自内核自身的内部对流 (Alboussiere et al., 2010, Monnereau et al., 2010), 但还没有一种模式能完全解释地震观测. ICB 是连接内外核的桥梁, 因此可能对内核结构作出一定反映, 因而一些最近的研究尝试将全球的 PKiKP/PcP 振幅比和走时分布与内核的东西半球差异这种模式联系起来, 但由于全球数据的离散, 这种尝试看上去并不可行 (Waszek and Deuss, 2015).

PKiKP/PcP 振幅比和走时残差的区域性离散可能有多种来源. 其一, 尽管 PcP 和 PKiKP 的离源角相差不大, 它们在的传播路径还是有一定差异, 因此在地壳和地幔中的所经历的衰减和不均匀性结构也会有所不同, 从而贡献振幅比和走时差的异常 (Tkalcic et al., 2010); 其二, 由于 PKiKP 射线较 PcP 更陡, 其受到横向结构变化的影响较小, 尤其是二者受震源附近和近台站下方的结构影响的差异; 其三, 也是本研究关注的主要内容,

如前面所述, CMB 结构会不仅会造成 PcP 振幅的剧烈变化, 其走时也会受到影响 (Koper et al., 2003). 然而, CMB 对观测的影响却很少被之前很多研究所提及或仅有少许讨论 (Cao and Romanowicz, 2004, Dai et al., 2012, Tanaka and Tkalcic, 2015, Waszek and Deuss, 2015). 即使注意到了可能的 CMB 效应, 使用之前的分析方法也很难将造成数据离散的来源确定 (Koper and Pyle, 2004). 除了以上因素, 台站的信噪比条件同样不能忽视, 因为 PcP 和 PKiKP 的到时不同, 而两者被记录时的信噪比环境也不相同. 综合上面的考虑, 如果不能将每种来源小心地区分出来, 用振幅比和走时残差的方法就很难得到真实的 ICB 物理参数的估计.

1.3 本研究的主要工作

由于短周期 PcP(1–2Hz) 对 CMB 结构变化敏感, 能提供对该界面性质最直接的约束, 且 PKiKP 和 PcP 的振幅比呈现强烈离散, 而异常可能源于 CMB 结构对 PcP 的影响, 这就使得可以通过振幅比的变化推测 CMB 结构变化. 另外, 以 PKiKP 作为参考震相, 不仅可以减小由浅部结构产生的不确定性还可以有效判断引起 PcP 波形变化的来源. 因而利用 PcP 和 PKiKP 研究 CMB 结构变化存在很好的可行性,

本硕士论文的主要工作是首先通过收集全球 IMS(International Miscellaneous Stations) 小口径台阵记录到的 PcP 和 PKiKP 数据, 从中筛选出产生同时被两个邻近小口径台阵记录到 PKiKP 和 PcP 信号的地震事件, 这两个台阵的震中距也相近, 通过对比两个台阵的观测包括 PKiKP 和 PcP 的振幅比、走时残差和波形来确定产生区域性离散的 PKiKP/PcP 振幅比的来源; 当没有两个相近震中距的相邻台阵的时候, 通过对多个相邻地震产生的被同一台阵记录到的 PKiKP 和 PcP 信号, 并结合前人的研究结果, 来推断观测异常的成因. 利用 IMS 小口径台阵, 不仅可以提高观测的可靠性, 得出对于某个台阵的平均振幅比, 以此有效评估台阵观测的可信度, 而且经过对不同台阵、地震事件和震相的比较后, 一些可能对观测造成影响的因素可以被排除, 并且确认 CMB 的界面起伏变化和低速结构可以基本上解释 PKiKP/PcP 振幅比在小尺度范围内的强烈离散以及 PcP 的变化. 虽然研究使用的还是常规的走时和振幅分析方法, 但通过运用以上对比方法, 有效地改善了对 CMB 小尺度结构的分辨能力. 除了 IMS 小口径台阵的观测, 本研究还补充了国家测震台网的数据, 利用大规模的采样来分析大尺度范围内的 CMB 结构变化. 为了评价单台站的观测结果和分析不确定性的来源, 本研究还对重复地震的 PKiKP 和 PcP 数据进行了分析和比较. 最后, 尝试将本研究的观测结果和之前的地球动力学模拟结合起来, 简要讨论 CMB 各种变化的形成机制.

第二章 数据和方法

本研究尝试利用 PcP-PKiKP 震相组合来探测核幔边界的小尺度结构，包括界面起伏变化和其上方的速度异常，因此需要同时用到这两个震相的振幅和走时信息。CMB 的起伏主要通过与标准模型的走时残差来约束，而其物性变化主要依靠 PKiKP/PcP 的振幅比来推断。获得这两种信息都需要观测记录上出现可识别的震相，然而在一道地震记录上同时观测到 PcP 和 PKiKP 信号是比较困难的。首先，对于 PKiKP ，由于较小的反射系数（图 2.1 b）加之噪声的干扰，其观测难度要远大于常规的核震相；其次，能观测到清晰 PcP 震相的震中距常常比较有限，在小震中距情况下， PcP 的反射系数较小（图 2.1 a），而且容易受到 S 波及其尾波的干扰，因此比较合适的观测区间大致位于 30° – 40° 。因此，采用台阵叠加方法寻找和识别弱信号则非常有必要。本章主要介绍研究所用到的数据来源、全球的 PKiKP 和 PcP 观测情况，以及包括 PWS 在内的数据处理方法和振幅比、走时残差测量和可靠性评价方法。

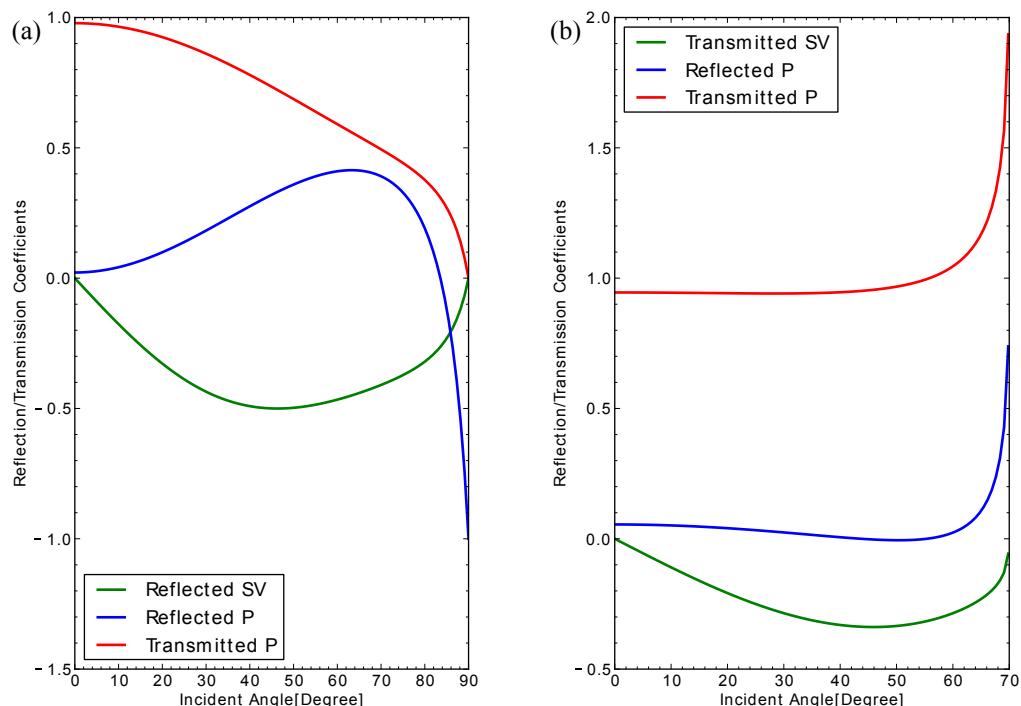


图 2.1 根据 PREM 计算的 (a) CMB 和 (b) ICB 的 P 波反射、透射系数。与透射和转换 P 波系数相比， PKiKP 的反射系数非常小；而 PcP 反射系数大约在入射角为 60° 左右时取得最大。

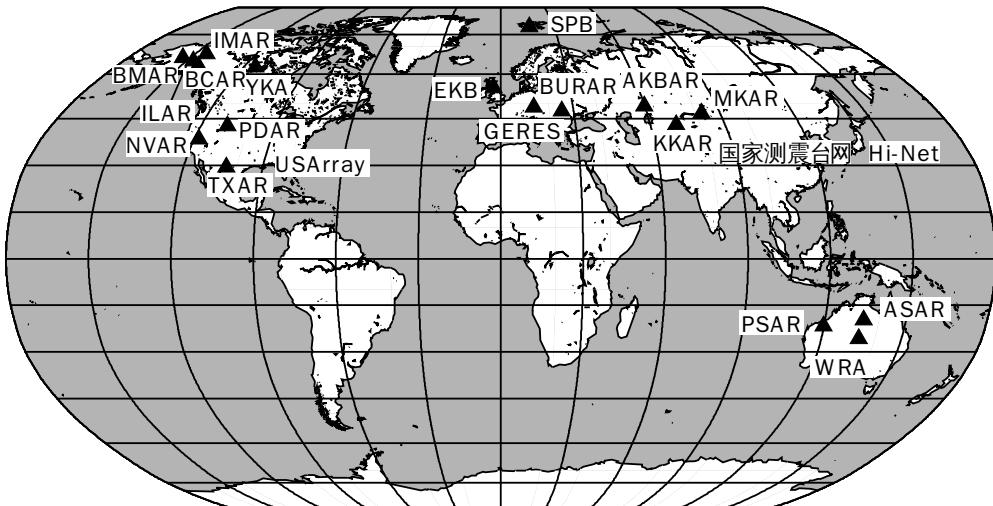


图 2.2 本研究所收集 PKiKP 和 Pcp 观测记录的数据来源分布. 包括全球范围分布的 IMS 小口径台阵, 还有国家测震台网等大型密集台网.

2.1 数据来源

本硕士论文的前期工作主要是在全球范围内寻找 PKiKP 震相, 然后从观测到 PKiKP 信号的地震记录中挑选出含有可识别 Pcp 信号的记录. 数据的来源有 (1) 在 IRIS 上可下载的全球 IMS 小口径台阵数据; (2) 日本 Hi-net 台网; (3) 国家测震台网, 数据从国家测震台网数据备份中心 (State Earthquake Information Service-Data Management Center) 得到; (4) 美国 USArray. 数据来源的具体分布见图 2.2, 可以看出由于台站分布的南北不均匀性, 南半球的 CMB 和 ICB 的采样较少, 只有澳大利利用几个小口径台阵的数据.

2.1.1 IMS 小口径台阵

对于 IMS 小口径台阵, IRIS 上大部分可下载数据的时间范围从 2000 至 2015 年, 因此搜索的地震事件也基本在这个时间范围, 数据并不与之前的研究重合 (Koper and Pyle, 2004). 筛选的地震事件震级均大于 Mw5.0, 以保证能产生可观测的 PKiKP 信号; 地震的深度不加限制, 因为 IMS 均为用于核爆监测目的的短周期台站, PKiKP 记录并不会受到浅源地震产生的面波的显著干扰; 震中距范围从 10° – 50° . 利用 IMS 台阵数据做对比分析是本研究的主要内容, 但从全球范围来看适合的台阵对并不多. 首先, 台阵的分布很不均匀, 目前半数都位于北美, 包括阿拉斯加的 BCAR, BMAR, IMAR 和 ILAR; 加拿大的 Yellow Knife(YKA); 美国的 NVAR, PDAR 和 TXAR. 而要满足相近震中距条件, 再加上地震位置的限制, 使得能够用来进行对照分析的台阵组合仅有阿拉斯加的四个小口径台阵, 美国的 PDAR – NVAR 和澳大利亚的 WRA – ASAR. 位于中亚和欧洲的台阵有的没有与之成对的台阵; 有些由于震中距比较大 ($>50^{\circ}$) 和较低的信噪比, 不能同时记录到同一地震事件产生的 PKiKP 和 Pcp 信号. 因此, 本文集中讨论北美和澳大利亚 IMS 台阵的

观测.

表 2.1 本文搜集 PcP 和 PKiKP 所用到的 IMS 小口径台阵

台阵	台站数	纬度* (°)	经度* (°)	数据起止日期
AKBAR	9	49.2	59.9	2003.12–2015.09
MKAR	10	46.7	82.3	2000.09–2015.09
KKAR	9	43.1	70.5	2001.12–2015.09
BCAR	5	63.0	-141.8	2013.11–
BMAR	5	67.4	-144.5	2013.11–
IMAR	5	66.0	-153.7	2013.11–
ILAR	19	64.7	-146.9	1998.03–
YKA	18	62.5	-114.6	2005.09–
NVAR	11	38.4	-118.3	2003.07–
PDAR	14	42.7	-109.5	1998.03–
TXAR	10	23.3	-103.6	2000.04–
GERES	24	48.8	13.7	2001.08–2002.03
BURAR	9	47.6	25.2	2007.09–
EKB	21	-3.1	55.3	2014.03–
WRA	26	-19.9	134.4	2005.01–
ASAR	19	-23.6	133.9	2003.08–
PSAR	13	-21.5	119.8	2011.01–
SPB	5	78.1	16.3	2009.03–

* 台阵的经纬度仅保留至一位小数

每个 IMS 台阵基本由 10 到 25 个短周期台站组成(表 2.1)，但有几个台阵例外，例如 BCAR, BMAR 和 IMAR，它们在 IRIS 上的可用数据只从 2013 年才开始，尽管如此，它们也能为本研究补充一定的 PcP 和 PKiKP 观测。从所有可用数据中一共找到 300 个观测到 PKiKP 信号的台阵–事件对，从数据的分布来看，PKiKP 观测集中在北美和澳大利亚区域，中亚和欧洲台阵的观测比较稀疏，这也和这些区域地震活动性不强有关(图 2.3)，从这些数据中再进行挑选得到同时观测到 PcP 和 PKiKP 的仅 127 对。即使搜索了超过一万个地震的数据，所找到的有效 PKiKP 数量仍然不多，这也表现出 PKiKP 弱振幅的本质并且其可观测性强烈依赖于环境噪声和台站状态。尽管如此，利用这些小口径台阵还是能得到很多高质量的 PcP 和 PKiKP 观测，即不用做任何额外处理即可在全部台站的记录上看到这两个信号。

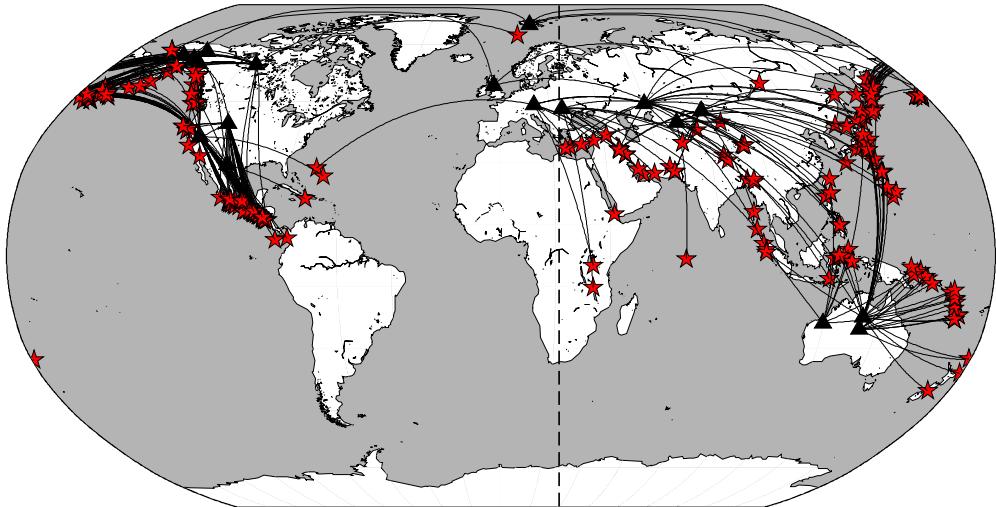


图 2.3 利用全球 IMS 小口径台阵获得了 300 对可观测到 PKiKP 信号的事件—台阵对. 虚线为 Tanaka and Hamaguchi (1997) 定义的准东西半球分界线. 红色五角星为地震，黑色三角形表示 IMS 台阵.

由于 IMS 台阵的口径很小 (一般为 20km 左右)，每个台阵的台间距仅有几千米，因此可以减小单一台站产生的不确定性，比如由台站场地效应或者接收端下方的不均匀性造成的 PcP 和 PKiKP 振幅变化，并可以得到有效的观测质量评价. 同时对 PKiKP 这样的弱震相的观测也将更加的可信，因为可以通过台阵叠加技术增加信噪比，对弱信号进行确认，排除随机噪声的可能性 (Rost and Thomas, 2002)，这一点将在后面进行详细叙述. 对所有的 IMS 数据，都经过去除仪器响应，并进行 1–2Hz 的四极 Butterworth 带通滤波. 根据前人的研究，这个频率范围是比较适合同时观测到 PcP 和 PKiKP 信号的 (Koper and Pyle, 2004, Poupinet and Kennett, 2004). 在 127 个观测到 PKiKP 和 PcP 信号的地震之中，被两个台阵同时记录到这两个信号，且具有相近震中距情况的只有 30 个左右，其中 10 个由 NVAR 和 PDAR 记录到 (表 2.2 , No.1–10)；被 WRA 和 ASAR 记录的也有 6 个 (表 2.2 , No.17–23) . 本文因此集中对这些地震的 PKiKP 和 PcP 数据进行分析.

除了被两个台阵同时记录到的 PcP 和 PKiKP 数据，本研究还使用到了 7 个相邻地震产生的被同一个 YKA 台阵记录到的 PcP 和 PKiKP 信号进行分析，来验证 Rost and Revenaugh (2004) 报道的阿拉斯加 Kenai 半岛下方 CMB 凹陷对 PcP 的放大力度. 这七个地震均位于阿留申群岛 (表 2.2 , No.11–17)，与之前研究采样到相似的 CMB 区域.

2.1.2 大型台网

本研究还利用全球现有的大型台网增大 PKiKP 和 PcP 的观测数量，以此补充 IMS 小口径台阵的数据并增大采样区域，试图探索大尺度下的 CMB 或者 ICB 变化. 对于北美的 NVAR 和 PDAR，它们记录到表 2.2 中地震 2 和 3 的时刻，美国的流动台网 USArray 恰好分别移动到这两个台阵附近，这样就提供了一个很好的机会比较两个数据集，进一步验

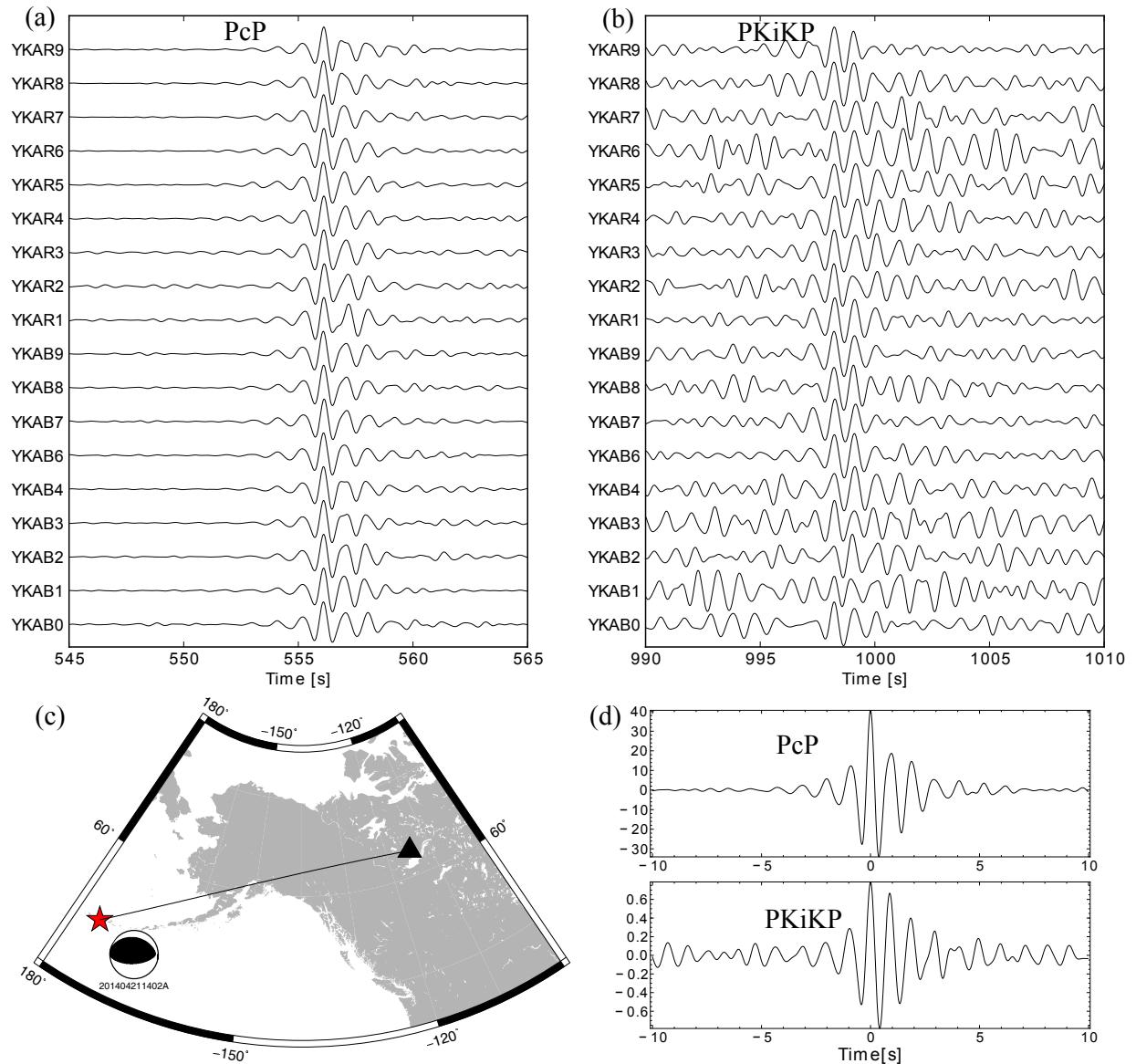


图 2.4 YKA 记录到的表 2.2 中事件 10 产生的 PcP 和 PKiKP 信号. (a) PcP ; (b) PKiKP ; (c) 地震和台阵位置; (d) 按波峰对齐叠加后的 PcP 和 PKiKP 波形.

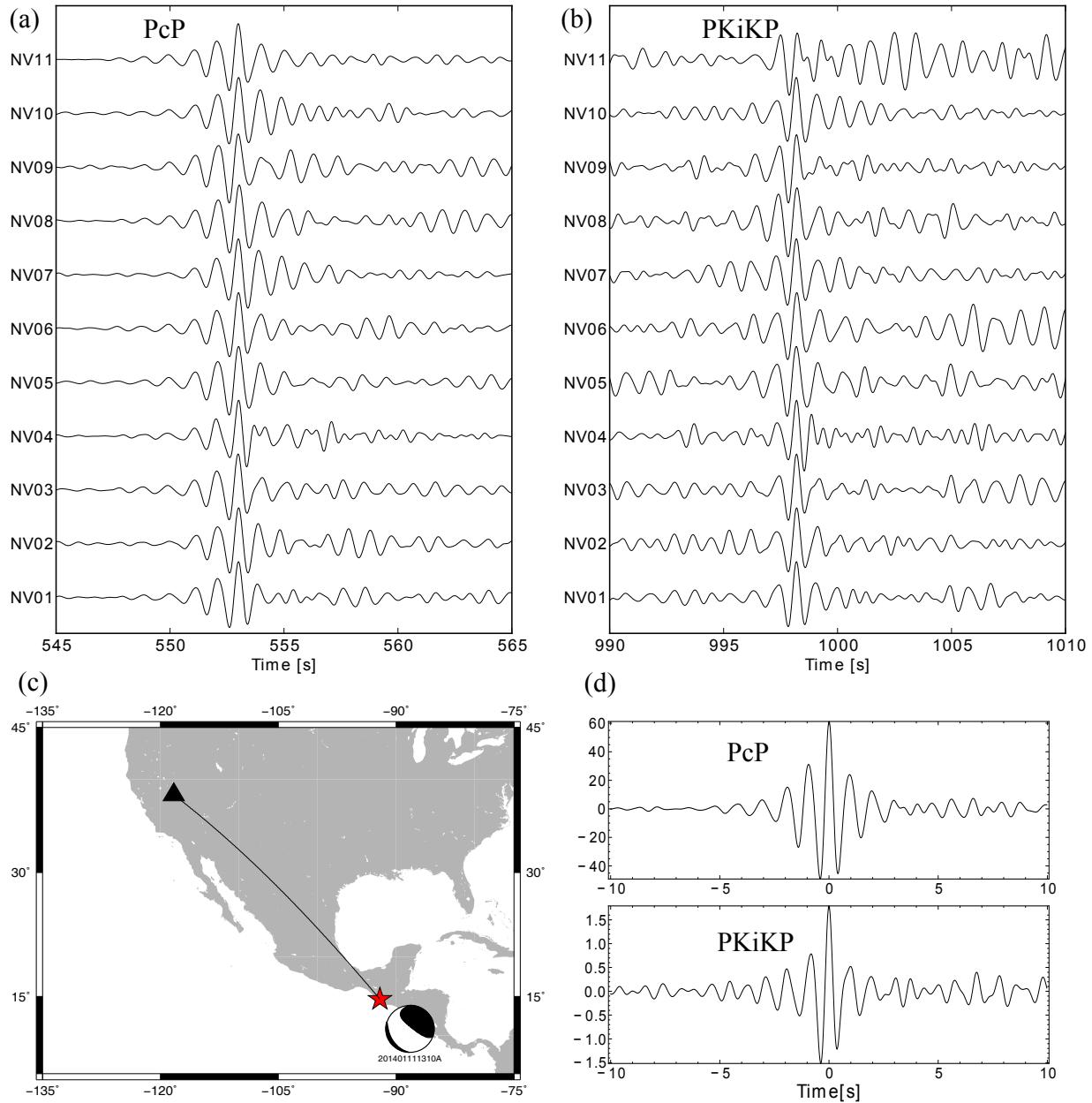


图 2.5 NVAR 记录到的表 2.2 中事件 15 产生的 **PcP** 和 **PKiKP** 信号. (a) **PcP**; (b) **PKiKP**; (c) 地震和台阵位置; (d) 按波峰对齐叠加后的 **PcP** 和 **PKiKP** 波形.

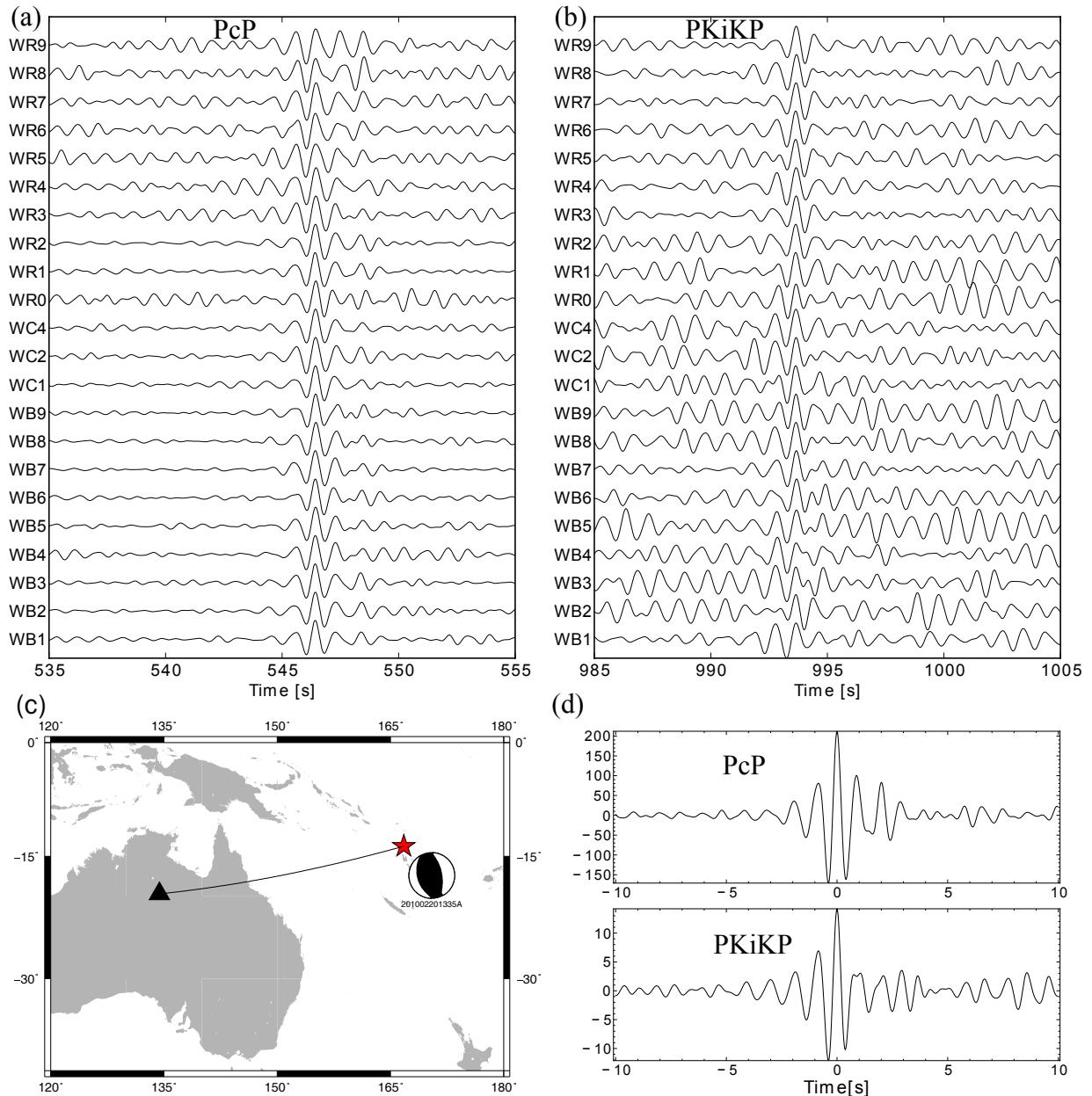


图 2.6 WRA 记录到的表 2.2 中事件 18 产生的 P_{cP} 和 $PKiKP$ 信号. (a) P_{cP} ; (b) $PKiKP$; (c) 地震和台阵位置; (d) 按波峰对齐叠加后的 P_{cP} 和 $PKiKP$ 波形.

表 2.2 本研究的对照分析所用到的所有地震.

事件号	日期	时间	纬度 (°)	经度 (°)	深度	震级 (Mw)
1	2003/08/25	06:28:34.9	13.9932	-91.1255	99.5	5.9
2	2007/07/23	22:30:09.2	14.465	-90.906	115	5.5
3	2009/11/26	19:08:10.4	13.4767	-89.9617	48.5	5.9
4	2009/04/27	16:46:27.5	16.9557	-99.5717	31.7	5.8
5	2009/05/03	16:21:46.4	14.6199	-91.2025	113.9	6.3
6	2009/08/15	13:22:43.1	18.0998	-100.6157	61.2	5.5
7	2012/06/27	06:30:59.8	13.834	-89.967	132.6	5.7
8	2012/11/15	09:20:21.9	18.346	-100.382	53	6.1
9	2013/07/08	02:52:42.6	13.2316	-89.1292	55	5.7
10	2014/01/11	13:10:51.1	14.6437	-92.0592	78	5.5
11	2015/04/23	14:57:27.7	51.7501	176.3353	31	5.3
12	2015/01/18	04:47:38.0	51.9238	179.578	102	5.5
13	2014/03/25	17:37:48.4	52.5754	-177.1562	210.8	5.2
14	2007/07/13	21:54:44.9	51.904	-176.2683	46.1	6.0
15	2014/04/21	14:02:15.8	51.844	-175.9782	54.2	5.4
16	2009/04/21	08:37:28.8	52.2147	-173.3826	68.3	5.2
17	2009/01/26	19:11:48.2	52.0884	-171.3288	32.9	5.7
18	2010/02/20	13:35:57.1	-13.6853	166.7666	87.3	5.5
19	2010/06/17	13:06:51.3	-33.1905	179.7819	211.2	6.0
20	2011/01/26	17:03:30.1	-11.0379	166.3601	153.5	5.8
21	2007/08/19	13:44:06.0	-20.6189	169.7323	89.7	5.6
22	2007/11/20	15:28:28.6	-29.973	-177.9397	57.8	5.9
23	2007/10/11	05:31:55.6	-18.5046	168.991	214	5.4

注: 1–10, 11–17 和 18–23 号事件分别用于后面三个区域的分析.

证 IMS 台阵的观测结果. 虽然 USArray 台站的信噪比不如 IMS 台阵, 但仍然有一些清晰的 PKiKP 和 PcP 观测.

由于缺少东亚的 IMS 台站数据, 这里用日本 Hi-net 台网和国家测震台网对东亚下方的 CMB/ICB 进行补充采样. 由于这些密集台网的台站数量均超过 700 个, 所以不便用来搜索 PKiKP 观测. 于是本研究采用先用单个稳定的固定台先对附近的地震事件进行搜索, 找到能产生 PKiKP 的事件, 这里使用牡丹江台 (MDJ) 进行搜索近二十年的地震事件. 使

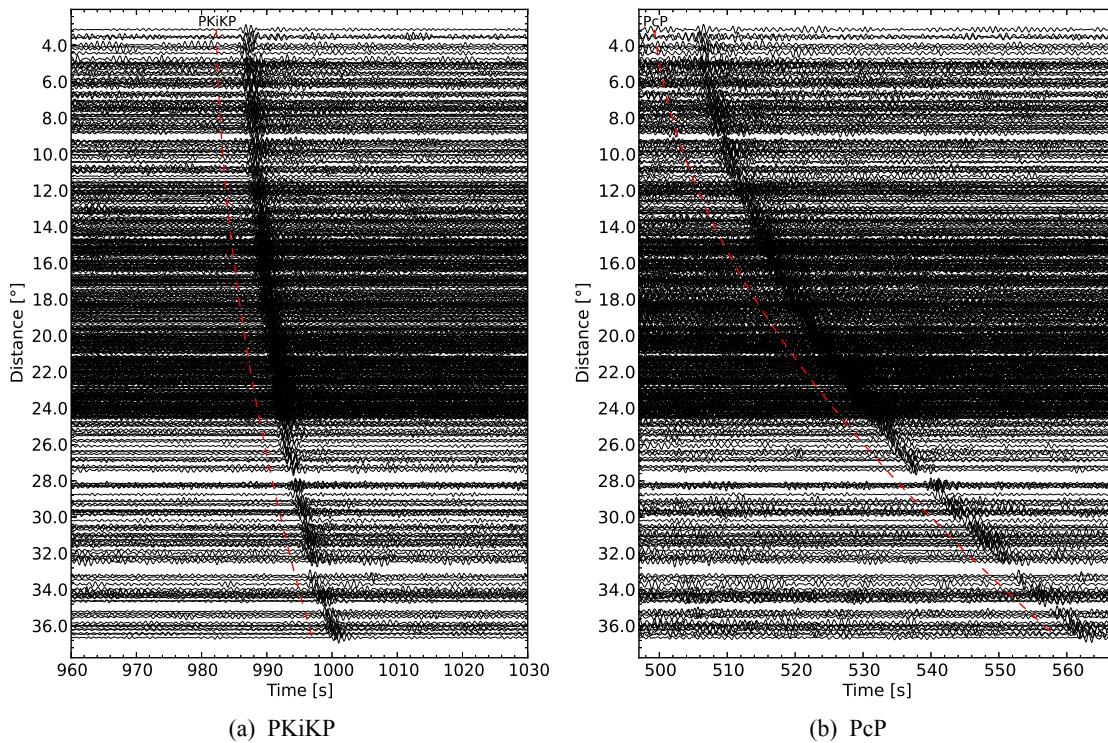


图 2.7 国家测震台网记录到的事件 2011/02/04 13:53:46(Dep=86km,Mw6.3) 产生的 549 道单道可见的 PKiKP(a) 信号，对应的 PcP(b) 也比较明显，但在某些区段看不到 PcP 信号。

用这种方法，利用国家测震台网观测到两个产生 500 个以上清晰 PKiKP 信号的地震事件，这在世界上也是首次得到如此连续的跨度达到 40° 震中距的记录(图 2.7 和图 2.9)。尤其值得注意的是图 2.7 中云南台网记录到的小于 4° 的清晰 PKiKP 波形，如此小震中距下仍然有清晰的内核反射震相，暗示了尖锐 ICB 的存在。要产生大量的 PKiKP 反射必然要满足很多条件，首先必须要有足够大的震级激发出足够强的 PKiKP 信号，这两个地震均超过 6 级，相比而言，由牡丹江台搜索出的其他较小震级地震就没能产生类似的 PKiKP 观测数量；其次，地震需要有合适的震源辐射花样，PKiKP 的离源角应该指向辐射能量大的方向，通过 Harvard 全球 CMT 解 (<http://www.globalcmt.org/>) 计算，这也得到了验证(图 2.11)；除了震源因素，台阵场地效应、台阵周围的噪声环境都能影响 PKiKP 的观测。就以上两个地震而言，中国中部普遍缺少 PKiKP 观测(图 2.8, 2.10)，正是源于台站下方的沉积层对 PKiKP 能量的衰减作用，而位于山地的台站，由于其台基在基岩之上，普遍都有清晰的 PKiKP 记录。

2.2 数据处理方法

这一节介绍研究中的数据处理方法。包括搜索 PKiKP 信号用到的叠加方法，计算台阵平均 PKiKP/PcP 振幅比和平均差异走时残差的方法以及数据筛选的一些准则。

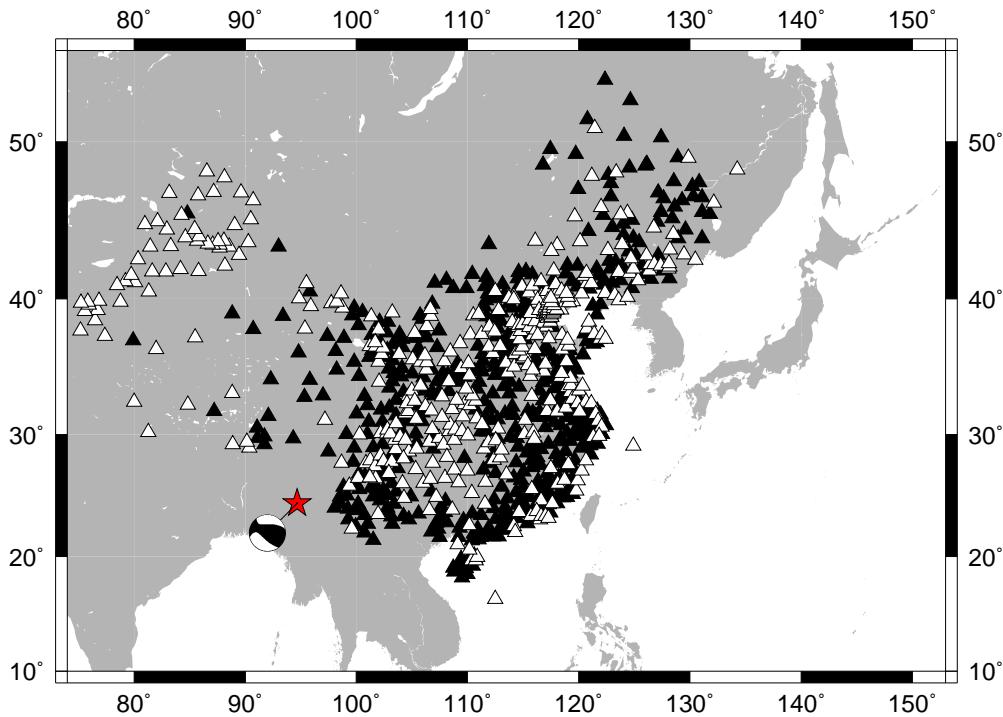


图 2.8 图 2.7 中记录对应的台阵分布和地震位置. 黑色三角形表示记录到 PKiKP 信号的台站, 白色的表示未记录到 PKiKP 信号的台站.

2.2.1 PKiKP 信号的预识别

如前文所提到, 本研究需要从全球的 IMS 台阵数据中挑选可识别的 PKiKP 信号, 但是人工挑选由于可能存在的肉眼识别偏差, 会遗漏某些产生 PKiKP 信号的地震事件, 虽然单个台站记录不太明显, 但叠加后的波形却十分清晰. 本文所使用的均是能产生清晰叠加结果的记录, 叠加方法使用的是 PWS.

PWS 方法最早见于地幔间断面转换波的探测 (Schimmel and Paulssen, 1997), 能够增强连续的一致信号, 压制不连续的随机噪声, 目前较为广泛地用于弱信号的识别. 典型的例子就有其应用于前临界 PKiKP 的研究 (Koper et al., 2004, 2003), 还有用于寻找穿过内核的 S 波震相 PKJKP (Deuss et al., 2000) 以及识别在内核内侧反射的 PKIIKP 震相 (Niu and Chen, 2008). 下面将简要介绍 PWS 方法的原理和其叠加效果.

PWS 是一种非线性叠加方法, 它使用一种不依赖振幅的一致性度量方法来加权线性叠加. 在叠加的过程中首先要构建一个解析复信号 $S(t)$, 它的实部是台站接收到的信号 $s(t)$, 虚部则是实部的希尔伯特变换

$$S(t) = s(t) + i\mathcal{H}[s(t)] \quad (2.1)$$

上式可以写成振幅和震相分离的形式

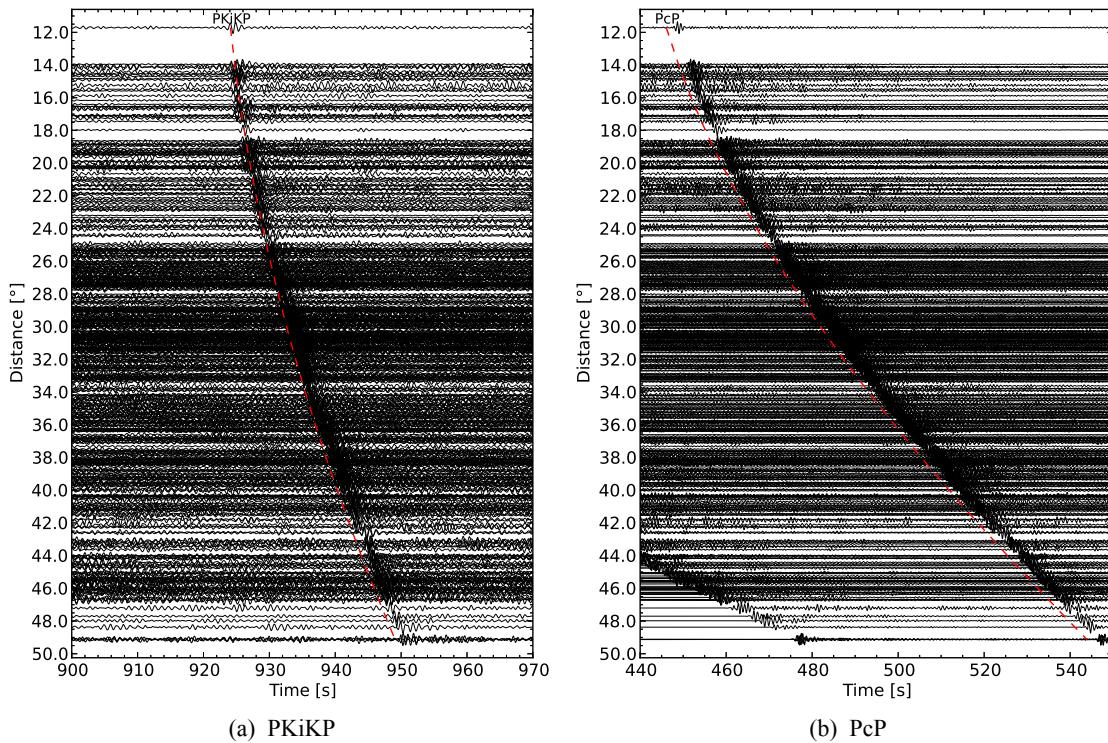


图 2.9 国家测震台网记录到的事件 2013/05/24 14:56:30(Dep=630km,Mw6.7) 产生的 513 道单道可见的 PKiKP(a) 信号, 对应的 PcP(b) 也比较明显, 但在某些区段看不到 PcP 信号.

$$S(t) = A(t) \exp[i\Phi(t)] \quad (2.2)$$

其中 $A(t)$ 是地震信号的波包, $\Phi(t)$ 为瞬时震相. 震相叠加的表达式如下

$$c(t) = \frac{1}{N} \left| \sum_{j=1}^N \exp[i\Phi_j(t)] \right| \quad (2.3)$$

用震相的 ν 次幂作为加权系数, 就得到了 PWS 的表达式

$$\nu_{PWS}(t) = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N s_j(t) c^\nu(t) \quad (2.4)$$

当加权系数取 0 的时候即为常规的线性叠加, 本研究中 PWS 加权系数均取 2. 除此之外, 在预挑选过程中不做慢度偏移, 直接进行零慢度叠加. 首先, 这样给数据处理带来了方便; 其次, IMS 台阵的口径都很小, 对慢度的分辨能力很低 (Rost and Thomas, 2002), 零慢度叠加常常就能得到很好的效果. 图 2.12 分别对比了 YKA 台阵中对某个地震事件的单台记录、线性叠加和 PWS 叠加结果. 可以明显看出, 叠加之后的微弱 PKiKP 信号明显增强. 这里需要特别提到, 这里的叠加仅仅是为了对地震事件进行挑选, 由于叠加之后的振幅并不能体现出真实的振幅信息, 因此不参与后面的振幅比计算.

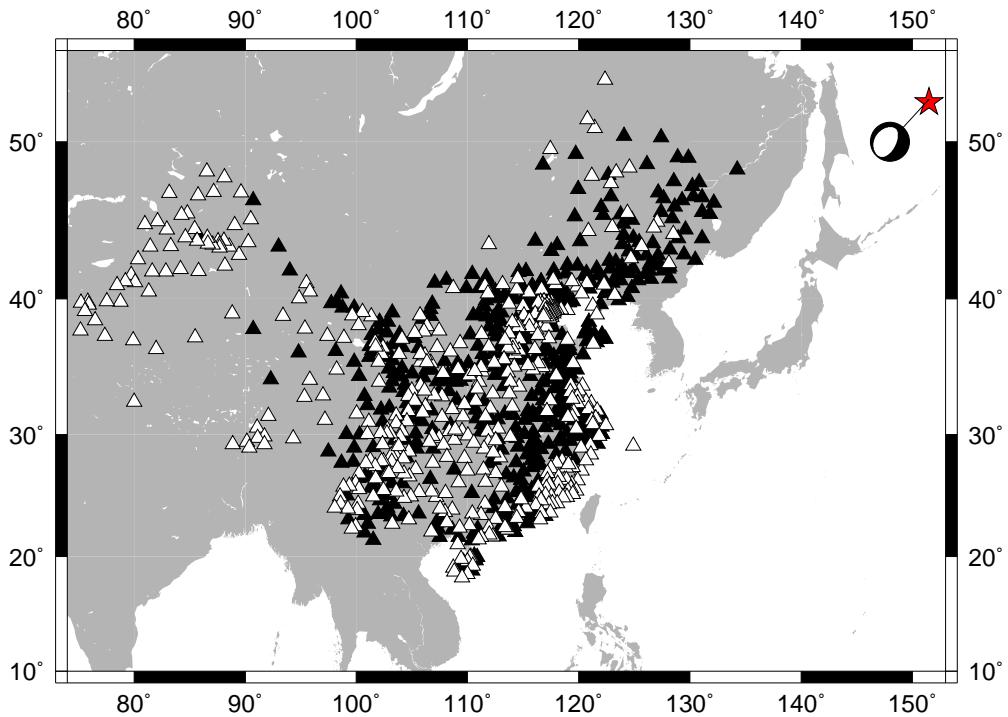


图 2.10 图 2.9 中记录对应的台阵分布和地震位置. 黑色三角形表示记录到 PKiKP 信号的台站, 白色的表示未记录到 PKiKP 信号的台站.

2.2.2 振幅比和走时残差的计算

2.2.2.1 PKiKP/PcP 振幅比

前人利用 IMS 台阵数据研究内核边界通常使用的是所有台站记录经过线性叠加后得到叠加记录的 PKiKP/PcP 振幅比, 最终每一个事件—台阵对就仅只剩下一个振幅比数据 (Koper and Pyle, 2004). 这样做虽然得到了一个平均的比值, 但却丢失了很多信息. 因为即使是口径仅 20 千米的小口径台阵, 每个台阵的记录差别可能依然会很大, 而且尤其体现在 PcP 的振幅差别上, 因为 PcP 比 PKiKP 更容易受到浅层结构的影响. 产生差别的原因有很多, 其中一个比较重要的就是每个台站下方的物性差异. 比如, 台站下方介质比较致密的岩石的台站记录到的 PcP 振幅就会比下方是松软沉积层的台站记录到要大. 如果仅仅做简单的叠加, 得到的振幅比可能与真实值相差很大, 同时也不能得到振幅比测量值的可信度估计.

考虑到台阵内存在的不确定性, 本研究采用计算台阵平均振幅比的方法, 即先计算台阵内每个台站的 PKiKP/PcP 振幅比然后再计算所有台站的平均值. 假设台阵内的台站数为 N , 第 i 个台记录的 PcP 和 PKiKP 振幅分别为 A_i^{PcP} 和 A_i^{PKiKP} , 则该台的振幅比为

$$r_i = \frac{A_i^{PKiKP}}{A_i^{PcP}} \quad (2.5)$$

于是可以得到台阵的平均振幅比

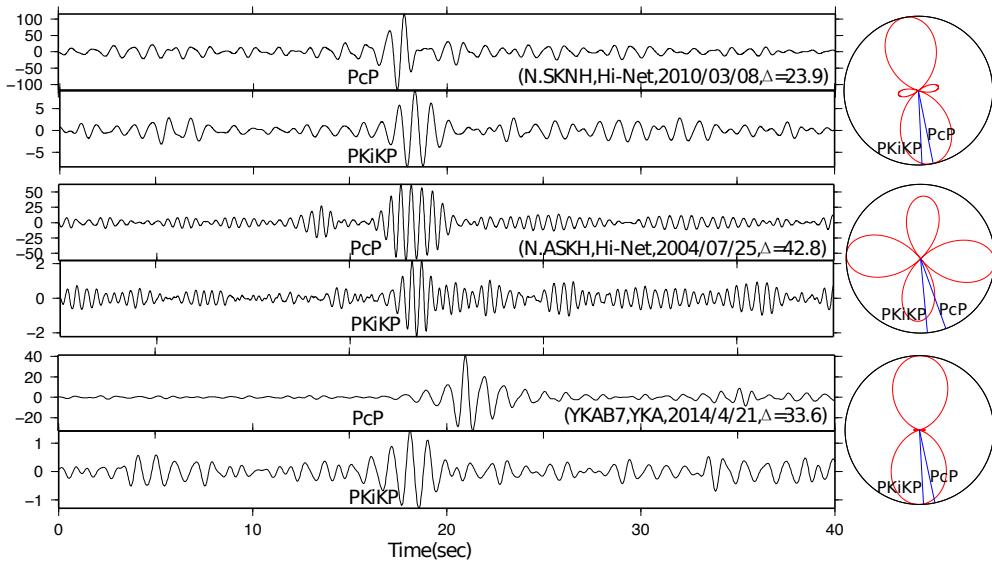


图 2.11 Hi-net 和 YKA 台站记录到的三个不同震中距地震事件产生的 Pcp、PKiKP 波形 (左)，和对应的 P 波辐射花样 (右)。在小震中距情况下两者的离源角相差不大 (上、下)，当震中距增大时 Pcp 和 PKiKP 的辐射能量有明显差异 (中)。

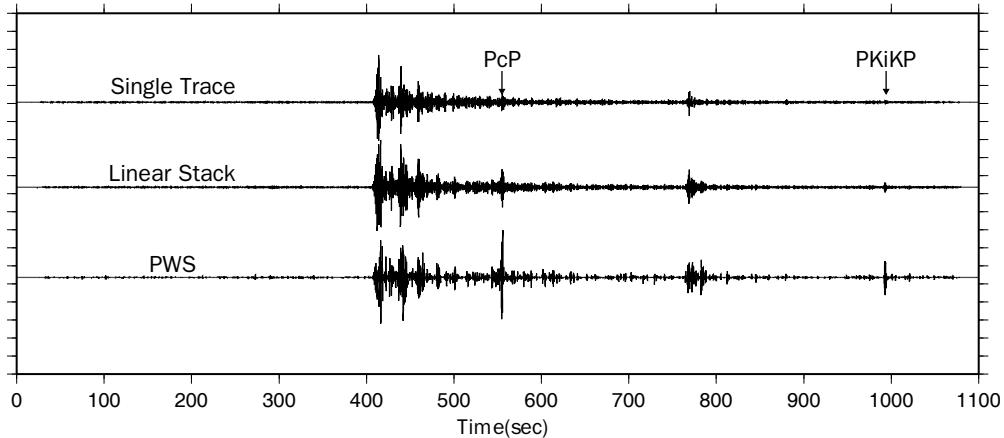


图 2.12 YKA 台阵对事件 2014/06/03,22:29:51(106 km, Mb6.0) 的单道记录和叠加结果比较。图中上为台阵中某单道记录，中间为线性叠加结果，下为 PWS 处理后的结果。

$$\bar{r} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N r_i \quad (2.6)$$

还可计算每个台阵振幅比的标准差，用于振幅比测量的可靠性评价

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (r_i - \bar{r})^2}{N}} \quad (2.7)$$

虽然采用台阵平均振幅比有其优越性，但有的时候测量每个台阵的振幅比却会遇到困难，因为当信噪比过低的时候相位的振幅不容易读出来。因此关于每道记录的 PKiKP/Pcp 振幅测量，采用如下方法：首先根据预叠加结果找到震相最大振幅的位置，然后在所有台

站记录中找到质量最好震相的最大振幅峰值位置，再对其他各道记录注意追踪震相，以其峰值作为振幅，如果不能追踪，则剔除该道记录。当然，对于每道记录，这个峰值并不一定是该信号的最大振幅值，但即使这样也并不会有太大差异，而且这些差异都最终体现在平均振幅比的标准差上。

前面提到在震中距较大时 PcP 和 PKiKP 离源角有比较大的差异，因此需要做震源辐射校正，否则可能对后续的振幅比分析产生影响。根据 (Aki and Richards, 2002)，远场 P 波辐射花样可以表示为，

$$\mathcal{F}^P = \boldsymbol{\gamma} \cdot \mathbf{M} \cdot \boldsymbol{\gamma} \quad (2.8)$$

其中 \mathbf{M} 是矩张量，而 $\boldsymbol{\gamma}$ 为 P 波极化方向，可以用离源角 i_ξ 和方位角 ϕ 表示

$$\boldsymbol{\gamma} = \begin{pmatrix} \sin i_\xi \cos \phi \\ \sin i_\xi \sin \phi \\ \cos i_\xi \end{pmatrix} \quad (2.9)$$

做震源辐射校正即将关测的振幅比乘上 PcP 和 PKiKP 辐射因子的比值 $\frac{\mathcal{F}^{PcP}}{\mathcal{F}^{PKiKP}}$ 。

2.2.2.2 PKiKP-PcP 走时残差

对于 PKiKP-PcP 走时残差，其计算方法和台阵平均振幅比类似，也是先得到每一个台站的走时残差，再计算整个台阵的平均值。本研究中，PcP 和 PKiKP 的走时差均认为是其峰峰或者谷谷的时差；残差则是相对于 PREM 而言，这是因为在该模型的构建过程中加入了 PcP-PKiKP 走时观测结果，使得其与实际观测资料能有比较好的拟合度。影响 PKiKP-PcP 走时残差的影响因素除了相对 PREM 的局部的内外核厚度变化，还有地球的椭率和两个震相经过的地幔部分速度的差异。但在本研究中不考虑后两种因素，首先本研究分析所用的 IMS 台阵数据采样的 CMB 区域非常小，因此假定这两个因素对残差的贡献很小。而且分析考虑的是走时残差的相对变化，并由此推测 CMB 的小尺度结构，所以走时残差仅做如下计算，

$$T_{res} = (T_{PKiKP}^{obs} - T_{PcP}^{obs}) - (T_{PKiKP}^{prem} - T_{PcP}^{prem}) \quad (2.10)$$

相比与台阵平均振幅比的不确定性，每个台站的相对走时残差的差异都很小，平均走时残差的标准差一般为 0.01 秒的量级，这也体现出走时观测比振幅观测要稳定可靠得多。

第三章 IMS 台阵数据约束 CMB 结构变化

利用 PKiKP 和 PcP 的振幅比可以约束 ICB 的密度和波速变化 (Koper and Pyle, 2004), 即认为在小震中距情况下, PcP 和 PKiKP 在地幔中的传播路径比较接近, 则地幔对振幅观测的影响可以基本消除, 同时也可以避免由于仪器增益差异造成的绝对振幅不准确的影响, 振幅比异常的贡献主要来自于内核, 从而可以据此估计内外核边界的物理参数. 但利用振幅比研究 ICB 结构有几个重要的假设, 即核幔边界起伏很小, 且 PKiKP/PcP 振幅比对核幔边界的物性参数变化不敏感. 引言中已经提到, 一些研究已经揭示出 CMB 可能存在小尺度的起伏 (Rost and Revenaugh, 2004), 且对 PcP 会造成显著的聚焦或发散效应, 引起其振幅出现较大变化 (Shen et al., 2016b, Wu et al., 2014); 存在于 CMB 及其上方的低速异常结构 (He and Wen, 2009) 也会降低反射 PcP 的振幅. 在受到这些影响的情况下, 利用 PKiKP/PcP 振幅比来估计 ICB 的物性参数就会很困难; 若 CMB 存在厚的转换带 (Garnero and Jeanloz, 2000), 且转换带的厚度接近与入射 PcP 的波长, 其反射系数也会剧烈减小 (Richards, 1972).

通过分析所收集的 PKiKP 和 PcP 数据, 本研究发现 CMB 小尺度变化的确是造成振幅比变化的重要因素. 首先, 在所有观测到 PKiKP 的 300 个事件—台阵对数据中, 仅有不到一半的数据中同时出现可观测的 PcP 和 PKiKP 信号. 影响这两个震相同时可观测性的因素有很多, 主要包括(1)震源的参数, 即震源深度和震级. 震源深度增大会同时增大 PcP 和 PKiKP 离源角的差异, 而震级太小的地震则不足以产生足够强的反射能量; (2)震中距. 由于不同震中距对应不同的 PcP 和 PKiKP 的入射角, 且由图 2.1 可知, 不同入射角下的 PcP 和 PKiKP 反射系数可能会有比较大的不同; (3)CMB、ICB 及它们顶部的结构. PcP 和 PKiKP 均为由不连续界面反射的震相, 因此, 它们的振幅对反射界面的性质和结构变化非常敏感. 为了初步确定影响 PcP 可观测性的因素, 这里对所有 IMS 台阵数据的分布做了一些统计分析, 即 PcP 可观测性随震源深度、地震震级(图 3.1)和震中距(图 3.2)的分布. 从结果来看, 对于本研究收集的 IMS 数据而言, 不管是地震的震级、震源深度还是震中距都不会对这两个震相是否能被同时观测到产生太大的影响. Mw5.0 震级之上的事件都能够产生可观测的 PcP 和 PKiKP 信号, 这些地震深度也基本集中在 0–100km, 这说明在最初对事件的选择上不加太多限制是正确的, 较多的 5 级地震保证了有效数据的数量.

由于震源深度并不对 PKiKP 和 PcP 的同时可观测性产生很大影响, 因此可以很大程度上排除未能观测到 PcP 但观测到 PKiKP 是上地幔结构的影响, 比如俯冲板块对 PcP 的振幅的衰减作用. 这就更加强烈暗示了核幔边界的结构是影响 PcP 观测的主要因素, 也隐含了 CMB 结构对 PKiKP/PcP 振幅比可能产生巨大影响. 从观测到和未观测到的 PcP 在

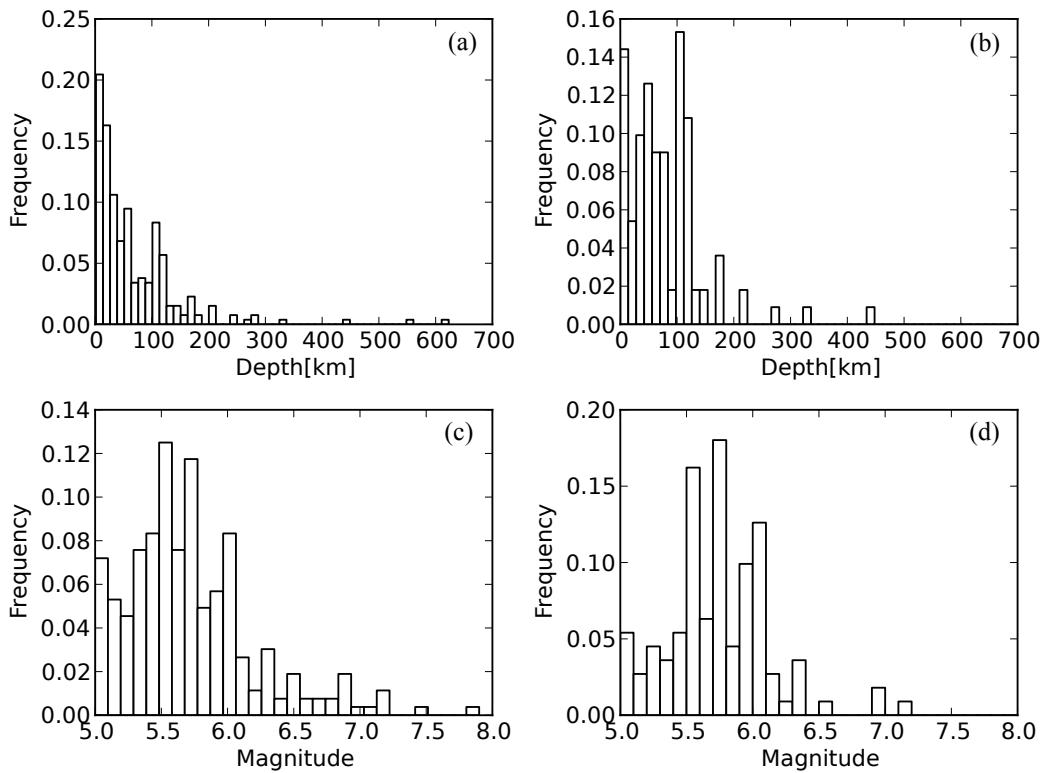


图 3.1 (a)、(b) 分别为观测到 PKiKP 震相的事件和同时观测到 PcP 和 PKiKP 的事件随震源深度的分布; (c)、(d) 分别为观测到 PKiKP 震相的事件和同时观测到 PcP 和 PKiKP 的事件随震级的分布.

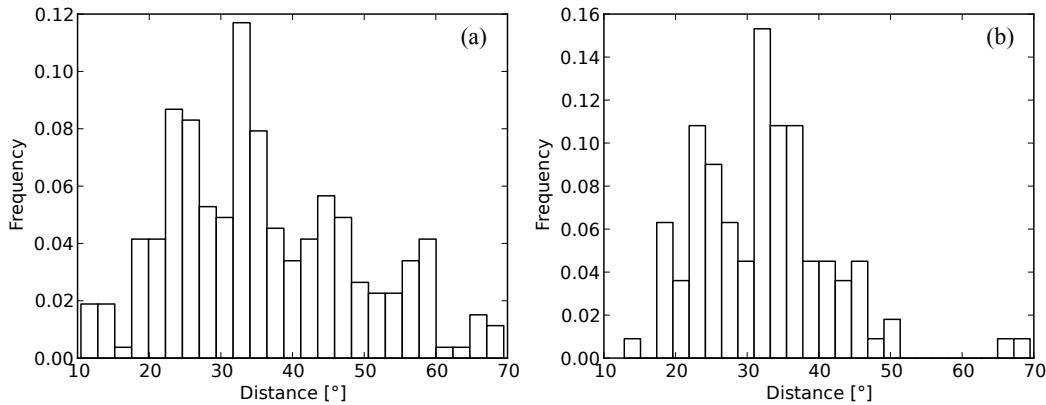


图 3.2 (a)、(b) 分别为观测到 PKiKP 震相的事件和同时观测到 PcP 和 PKiKP 的事件随震中距的分布.

CMB 的反射点分布来看, 即使在某个较小的区域内, PcP 的观测性都会存在交替变化(图 3.3). 如前面提到, CMB 对 PcP 的影响因素也并非单一, 仅考虑某一因素也常常不能解释为理论预期数倍的振幅比观测 (Koper and Pyle, 2004), 本章则尝试结合前人的观测和理论模拟结果, 并对 IMS 台阵—事件对数据进行对比分析, 尝试确定造成 PKiKP/PcP 振幅比和走时观测异常的 CMB 结构, 包括 CMB 的小尺度起伏和低速异常结构.

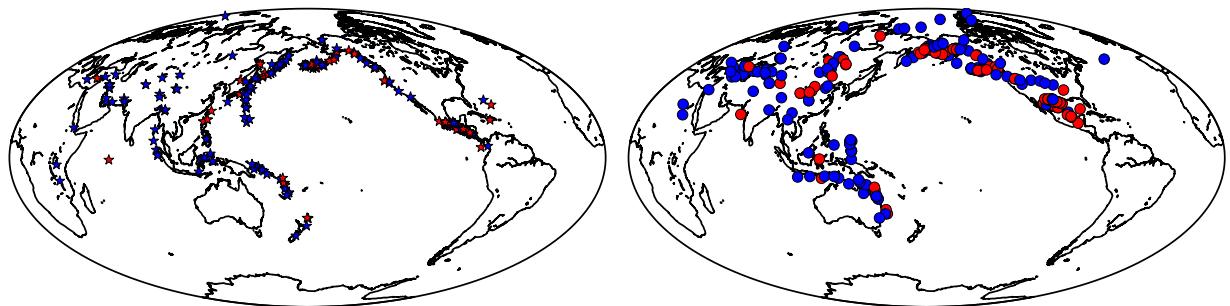


图 3.3 左图为地震事件的分布，红色五角星表示同时观测到 PKiKP 和 Pcp 的事件，蓝色五角星表示仅观测到 PKiKP 的事件；右图为 Pcp 在 CMB 上的反射点分布，红色圆圈表示同时观测到 PKiKP 和 Pcp，蓝色圆圈表示仅观测到 PKiKP 的反射点。红色与蓝色的交替体暗示 CMB 存在小尺度结构的变化。

3.1 CMB 界面起伏

CMB 的界面起伏包括其上凸和下陷，分别会造成 Pcp 的发散和汇聚，从而减小或增大台站记录到的 Pcp 振幅 (Neuberg and Wahr, 1991)。本小结基于采样相邻 CMB 和 ICB 区域的 PKiKP 与 Pcp 的振幅比的差异，并结合相对 PREM 的差异走时残差分析 CMB 的小尺度起伏变化。由于本研究主要考虑确定对 Pcp 产生影响的 CMB 变化因素，因此重点关注的是相邻采样点的振幅比和走时残差的差异，并不要求根据绝对值来约束 CMB 变化的细节，因此不对所有的观测数据作过多解释。

3.1.1 CMB 的局部上凸

前人利用全球 PKiKP 和 Pcp 数据研究 ICB 物性参数的研究都曾报道过某些区域存在较大的振幅比值，例如 Koper and Pyle (2004) 观测到 Vanuatu 俯冲带的地震产生的接近理论 PREM 预测十倍的观测振幅比，并将其解释为 CMB 起伏和波速异常的综合效应；Waszek and Deuss (2015) 则将很多大的振幅比观测归结于 ICB 对 PKiKP 的放大。本研究中采样中美洲下方的 CMB 的 NVAR 和 PDAR 数据很大程度上可以用一个局部上凸的 CMB 来解释。对于表 2.2 中前 10 个地震事件，它们产生的 Pcp 和 PKiKP 同时被 NVAR 与 PDAR 记录到，本研究通过比较与 CMB 上不同的 Pcp 反射点位置所对应的 PKiKP/Pcp 振幅比，发现了对于不同反射区域，振幅比存在非常明显的差异。这 10 个地震按照地理位置关系大致可以被划分为两组。纬度较高的一组包含 3 个地震，位于墨西哥南部；而纬度较低的一组包含 7 个地震，位于危地马拉地震带 (图 3.4 a)。位于下方的一组中的地震的震源机制相似正断型的震源机制，但深度都不相同，从数十至一百 km 左右。

根据这十个地震—台阵对的 Pcp 反射点的位置，可以在 CMB 上划分出四个小反射区域，如图 3.5 所示。通过测量每个事件—台阵平均 PKiKP/Pcp 振幅比，可以注意到对应于位于危地马拉的 7 个地震，NVAR 和 PDAR 记录到的振幅比的明显差异 (图 3.5 b)，这

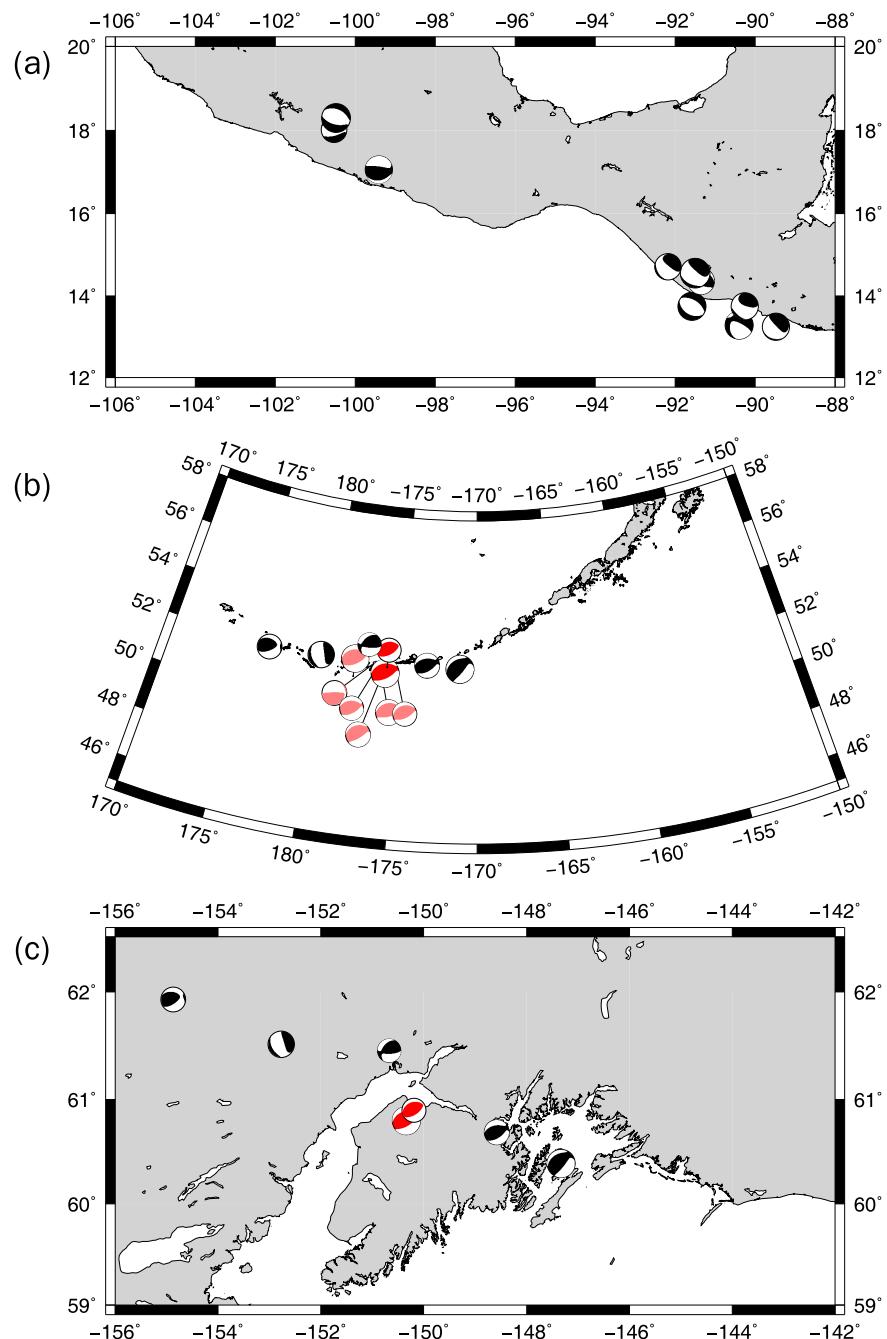


图 3.4 (a) 表 2.2 中第 1–10 号地震的位置; (b) 黑色和红色的震源球表示是表 2.2 中第 11–17 号地震, 红色震源球表示产生相对与相邻地震异常小的振幅比的事件. 浅红色的震源球表示地震产生与小振幅比事件相似的大振幅 PcP, 但没有 PKiKP 的观测; (c) (b) 中黑色和红色事件产生的 PcP 在 CMB 上的反射点位置.

也体现出相应的 CMB 上的 PcP 反射区域 1 和 4 的性质存在明显的差异。对于 NVAR，其观测振幅比相比于由 PDAR 记录的振幅比要小很多，然而这两个台阵的震中距比较接近，仅相差 1° 左右，因此可以排除震中距差异的影响。对于下方 7 个地震的振幅比测量，NVAR 的结果几乎都是 0.03 左右，且平均振幅比的标准差全小于 0.008，仅有事件 7 稍大为 0.067，与 PREM 对各项同性源的预测值 0.04 还是比较接近的。这也体现出对于这些地震，NVAR 的振幅比测量结果是比较稳定和可信的。与 NVAR 台阵的测量结果相反，使用 PDAR 的记录得到的 PKiKP/PcP 振幅比则普遍偏大，均为 PREM 理论值的两倍以上，同时也具有很大的标准差。关于标准差的差异，可以解释为，当 PcP 振幅很大且变化不大的情况下，由于其位于分母且 PKiKP 振幅都比较小，造成最终的振幅比偏小且每道的值相差不大，这就对应 NVAR 的结果；而 PcP 振幅较小，若其稍有变化，便使得振幅比有较大的变化，这就对应 PDAR 的情况。以上分析也表明，PDAR 记录到的 PcP 受到了强烈的衰减。对于上方 3 个地震，NVAR 和 PDAR 的观测振幅还较为接近，均为 PREM 预测的数倍。

进一步比较采样区域 1 和 4 的数据，可以推断出 CMB 结构对振幅比的强烈变化有重要贡献。首先，从振幅的角度看，与相对稳定 PKiKP 相比，两个位置反射的 PcP 振幅显示出了很大的差异。对于事件 10，在观测的频率范围 (1–2 Hz)，NVAR 和 PDAR 记录的 PcP 振幅大小明显不同，NVAR 的 PcP 叠加振幅要比 PDAR 的要大 6 倍以上，然而，两个台阵的叠加 PKiKP 振幅却十分相近(图 3.6)；其次，从波形的角度来看，采样两个区域的 PcP 波形也存在显著差异(图 3.6，3.7)。采样区域 1 的 PcP 波形显得相对尖锐，而采样区域 4 的 PcP 显得波形被延长了；与 PcP 的差异产生鲜明对比的是，两个台阵记录的 PKiKP 波形都显得清晰尖锐。除此之外，由 NVAR 记录的 PcP 波形与两台阵记录的 PKiKP 波形也比较相似。不仅对事件 10，出现这种现象，对于图 3.4 中下方其他几个地震也是如此。这就有力地表明，造成 PcP 波形和振幅的变化的源头并非来自浅部的衰减或不均匀结构，因为在浅部 PKiKP 和 PcP 具有相近的传播路径，因而会有相似的特点。所以可以把造成 PcP 和 PKiKP/PcP 振幅比差异的源头继续追踪至 CMB 的结构。NVAR 和 PDAR 间距约为 1000km，而 1 和 4 两个反射区域在 CMB 上距离约为 280km，这可能暗示了 CMB 在中等尺度下的变化。

接下来再将以上的观测结果与最近关于起伏 CMB 下的 PcP 模拟结果比较 (Wu et al., 2014)，可以发现两者具有很好的一致性。根据模拟结果，一个局部上凸的 CMB 可以造成 PcP 振幅的减小同时伴有波形的延长，而这正是本研究所观测到的现象。还可以注意到，对于事件 9，PDAR 记录的 PcP 波形和 PKiKP 相比并没有太大变化，而且平均台阵 PKiKP/PcP 振幅比为 0.09，这可能意味着对于这个事件—台阵对，PcP 受到了较小的界面起伏的影响。为了进一步验证上面的观测，再对采样区域 4 的 USArray 数据进行检查，这里选取距离 PDAR 为 2° 以内的 USArray 台站的数据，结果也显示，在存在较清晰 PKiKP

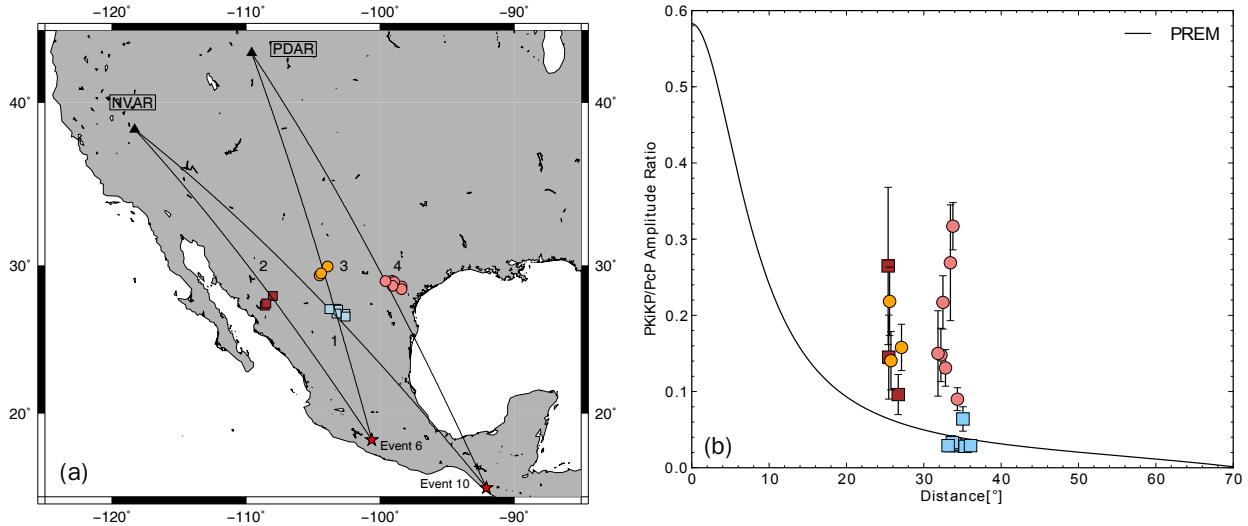


图 3.5 (a) 台阵 NVAR、PDAR 和表 2.2 中前十个事件的 PcP 反射点位置. 两个台阵和事件 6、10 的位置也被画出. 浅蓝色圆圈表示相应与较低 $PKiKP/PcP$ 振幅比的 PcP 反射点位置, 浅红色圆圈则表示相对大的振幅比. 四个 PcP 反射区域用数字 1–4 标出; (b) NVAR 和 PDAR 观测到的由图 3.4 下方事件组产生的 $PKiKP$ 与 PcP 信号的振幅比. 可以看出两个台阵观测的明显差异. PREM 对与一个各项同性源的预测振幅比值也被画出, 作为参考.

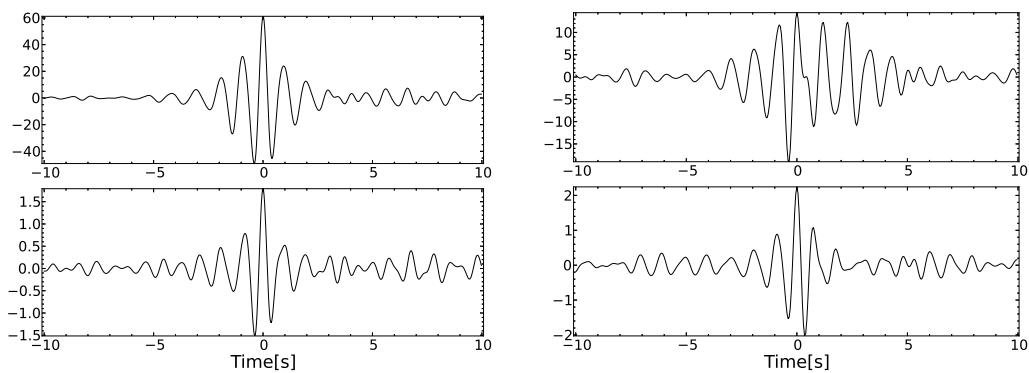


图 3.6 表 2.2 中事件 10 产生的 PcP 和 $PKiKP$, 分别由 (a) NVAR 和 (b) PDAR 所记录. 波形均为台阵内所有台站的叠加, 震中距标在图的左上角.

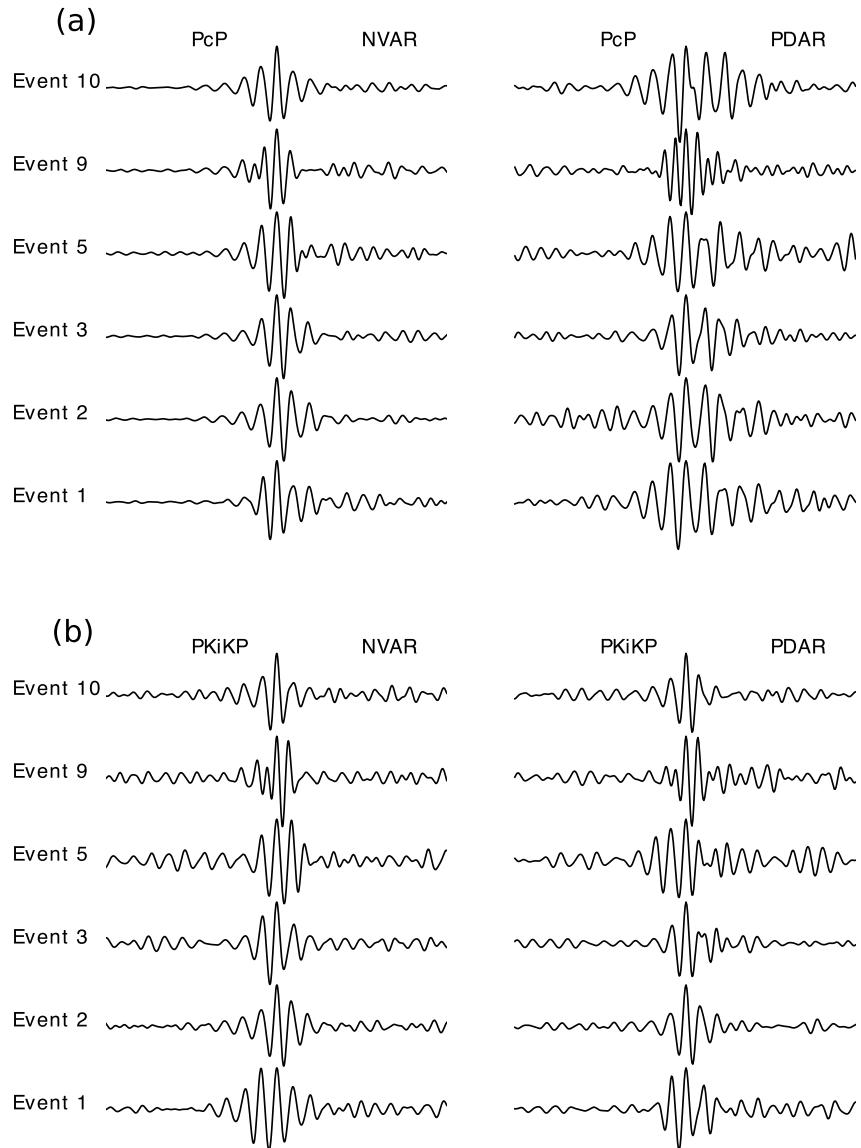


图 3.7 NVAR 和 PDAR 记录的表 2.2 中 6 个事件的 PcP (a) 和 PKiKP (b) 波形比较. 采样区域 1 和区域 4 的 PcP 波形有显著不同, 而 PKiKP 则具有相似的特点. 图中所有记录均为台阵的叠加波形.

波形的情况下, PcP 的波形也和 PDAR 台阵的记录一致, 这也很大程度排除了台站因素对观测的影响.

由于这两个台震数据采样的区域位于俯冲带的下方, 因而 CMB 的隆升可能与古俯冲板块的残片在 CMB 堆积有某种联系.

3.1.2 CMB 的局部下陷

除了 CMB 的上凸, CMB 的局部下陷的情况也同样存在. Rost and Revenaugh (2004) 曾报道了在阿拉斯加 Kenai 半岛下方的 CMB 上存在这样一个凹陷, 造成 PcP 振幅的异常放大. 该研究发现在 Kenai 半岛下方采样的 PcP 与 P 波的振幅比远高于理论估计值, 由此推断此处的 CMB 很可能存在一个下凹. 但影响 PcP/P 振幅比的因素还有很多, 比如 (1) P 波传播路径的高衰减; (2) 俯冲板块的聚散焦效应; (3) CMB 上方的波速、密度异常, 或者 CMB 的界面起伏. 之前的研究通过分析各种情形下, PcP/P 振幅比的变化, 最终认为 CMB 起伏是最可能的异常来源. 然而, 将 P 作为参考震相, 来约束 CMB 结构, 其引入的很多不确定性还是不能被消除, 毕竟 P 和 PcP 在上地幔中的传播路径还是有很大差异, 因此它们经历不同的衰减和不均匀结构的可能性还是很大. 考虑到各种因素, 估计的 CMB 起伏对 PcP 的放大效应就可能并不明显.

为了尽量避开上面的问题, 本研究使用 PcP 和 $PKiKP$ 组合来进一步验证之前研究所提出的 Kenai 半岛下方 CMB 下凹的情形. 图 3.4 b 中的 7 个地震均产生了能被 YKA 台阵记录到的 PcP 和 $PKiKP$, 其中事件 14 和 15 的记录显示出约为 PREM 预测二分之一的 $PKiKP/PcP$ 振幅比, PcP 的反射点位置几乎和之前研究发现的高 PcP/P 振幅比的区域一致 (图 3.4 c), 除此之外, 在这两个地震发生位置很近的地方, 有很多产生相似大振幅 PcP 的地震, 但没有观测到相应的 $PKiKP$. 与这两个地震不同, 其余 5 个地震均没有产生这样低的振幅比, 特别是与这两个地震相邻的另外两个地震. 如果假设, 在很小的范围内, ICB 并无太大变化, 则可能是 Kenai 半岛下方 CMB 上的某种变化使得 PcP 的振幅被放大了. 由于研究用到的 7 个地震均沿着阿留申群岛分布, 它们产生的 PcP 反射点在 CMB 上大致形成一条长约 500km 的线状剖面, 这样就可以使得细致地研究该区域的 CMB 界面起伏提供了可能.

通过观察事件 14、15 每道记录的 P 和 PcP 振幅, 可以发现即使在同一台阵内, 台站间的 P 波振幅差异可以达到 2 倍, 而 PcP 的振幅差异则很小, 因此若将每道记录的振幅按照 PcP 振幅归一化, 可以明显看出 P 波振幅的变化 (图 3.8). YKA 台阵位于稳定的克拉通岩石圈之上, 其所处区域经受了稳定的沉积过程, 所以这可能是由于台阵下方存在的沉积结构对 P 波的衰减, 而 PcP 由于其相对小的慢度, 受到的影响较小. 仅考虑这一点, 使用 P 作为参考将为就会造成对 CMB 结构不正确的估计, 以此使用 $PKiKP$ 作为参考相

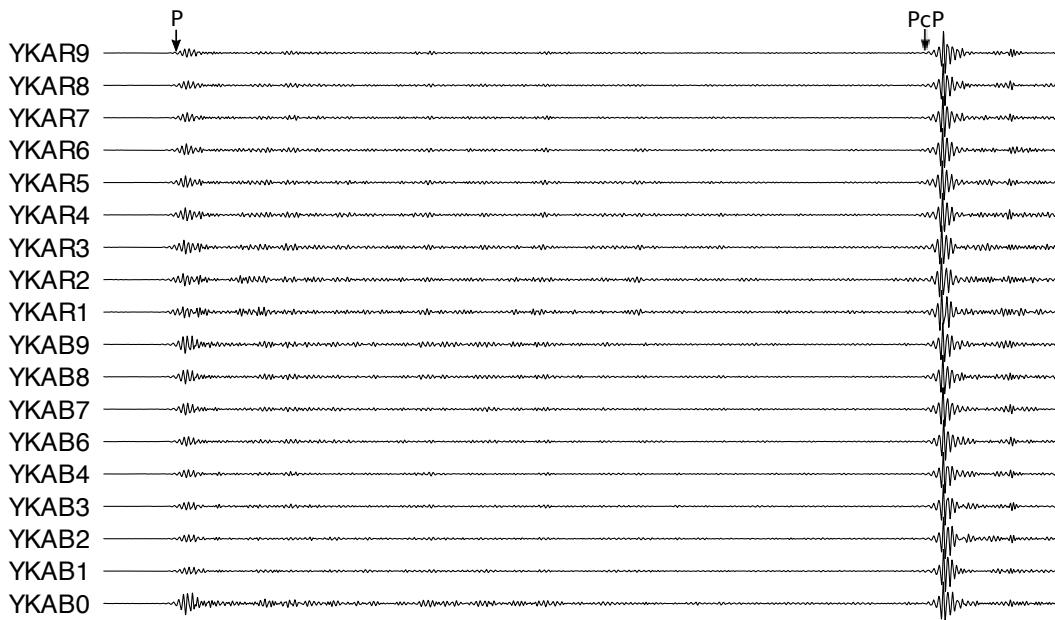


图 3.8 YKA 对事件 2014/04/21 14:02:15(Mw 5.4, 54 km) 产生的 P 和 PcP 记录. 每一道按照 PcP 振幅归一化, 可以明显看出台站间 P 波的振幅差异.

就显得很有必要.

为了消除震源对 P、PcP 和 PKiKP 振幅的影响, 这里再使用 DSM (Kawai et al., 2006, Takeuchi et al., 1996) 计算理论地震图, 将其与观测记录比较, 进一步对 PcP 被放大的推测作检验. 为了尽量减小 P 波受台阵下方结构衰减对分析的干扰, 所用的观测记录均选取台阵内具有最大 P 波振幅的台站记录. 可以发现, 对于两个产生异常小振幅比的事件, DSM 计算的 PcP 振幅比 P 波振幅小, 与观测记录有很大差异, PKiKP/PcP 振幅比也比 DSM 预计的要小一倍(图 3.9, 3.10); 而对于另外两个相邻地震, 观测的的 P/PcP 振幅比并没有明显小于 DMS 预测的振幅比, 反而 PKiKP/PcP 振幅比却比预测值要大(图 3.11, 3.11). 通过测量这七个事件的 PKiKP-PcP 相对 PREM 的差异走时残差, 也发现残差也恰好可以与一个 Kenai 半岛下方下凹的 CMB 对应(图 3.13 b、c). 还可以注意到, 这 7 个地震的 PKiKP/PcP 振幅比和 PKiKP-PcP 差异走时残差之间存在一个正相关, 这表明振幅比可能与 CMB 或者 ICB 的起伏变化有所联系, 而本研究更加倾向于前者, 因为根据观测, PcP 的变化要比 PKiKP 更加显著. 观测到的 Kenai 半岛下方达到 1.5 秒的负走时残差也和之前的研究一致 (Koper and Pyle, 2004, Waszek and Deuss, 2015), 进一步验证了该区域走时残差测量的可靠性.

在 CMB 处 1~2Hz 的 PcP 菲涅尔半径约为 120km (Tkalčić et al., 2009), 并且当 CMB 起伏的横向尺度和 PcP 的菲涅尔带相当的时候, CMB 起伏才会对 PcP 的振幅造成显著的影响 (Wu et al., 2014), 因而图 3.13 c 中所描述的起伏尺度似乎也是比较合理的. 从 7 个地震的 PcP-PKiKP 差异走时残差的相对变化来看, 观测值与标准模型之间存在一个系统性

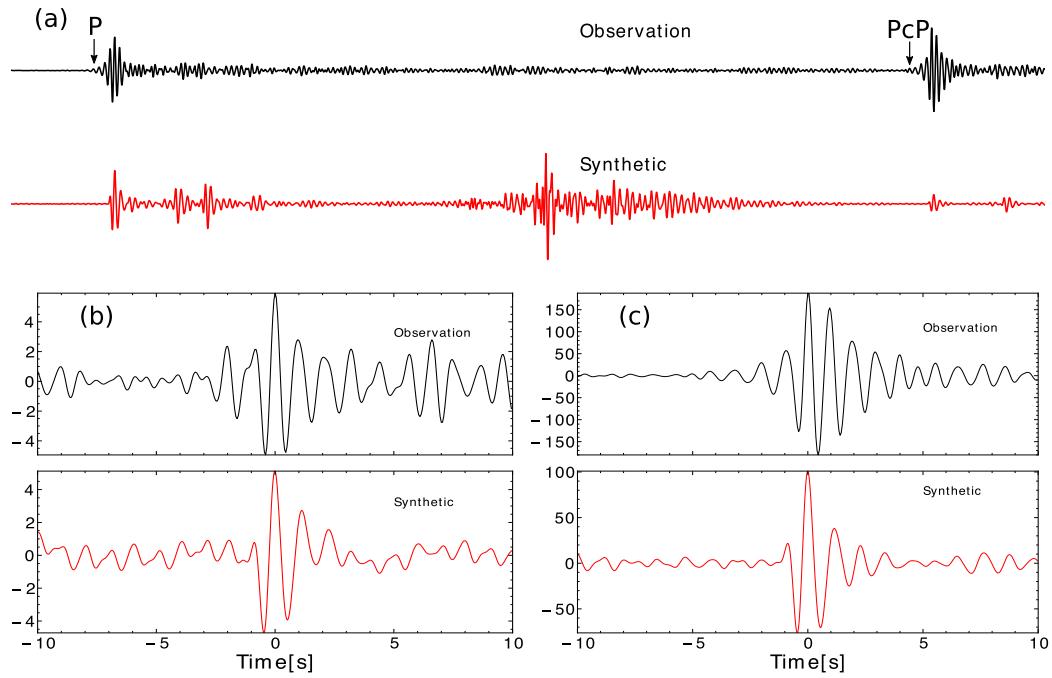


图 3.9 YKA 台阵对表 2.2 地震 14 的记录和 DSM 理论地震图. (a) 观测和理论的 P 和 PcP 的振幅比较; (b) 观测和理论的 PKiKP 振幅比较; (c) 观测和理论的 PcP 振幅比较. 其中观测记录来自台站 YKB8.

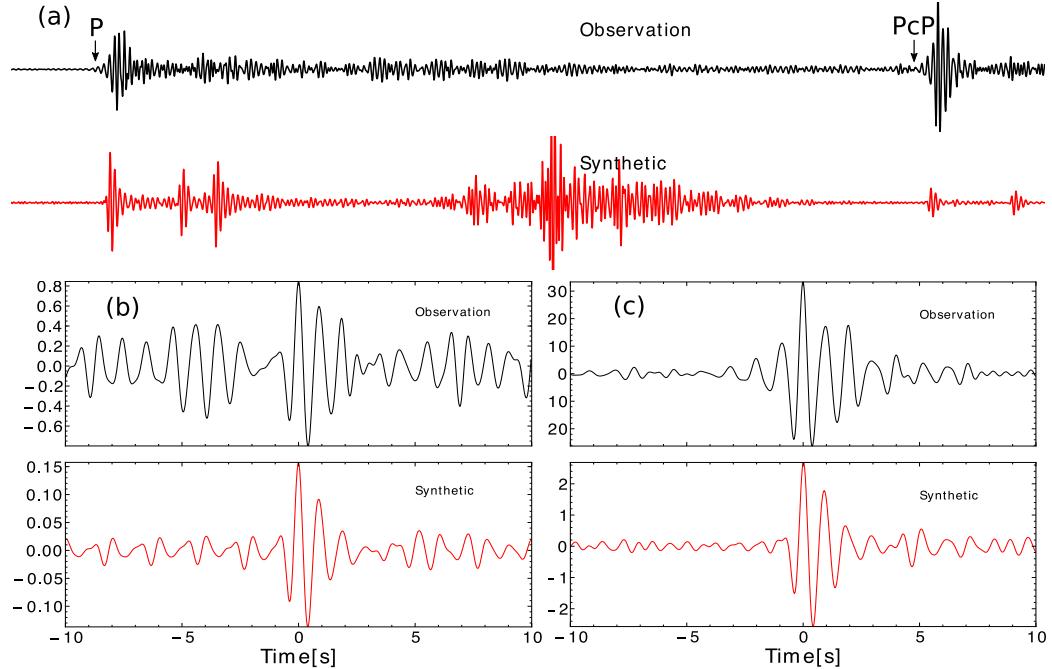


图 3.10 YKA 台阵对表 2.2 地震 15 的记录和 DSM 理论地震图. (a) 观测和理论的 P 和 PcP 的振幅比较; (b) 观测和理论的 PKiKP 振幅比较; (c) 观测和理论的 PcP 振幅比较. 其中观测记录来自台站 YKAR9.

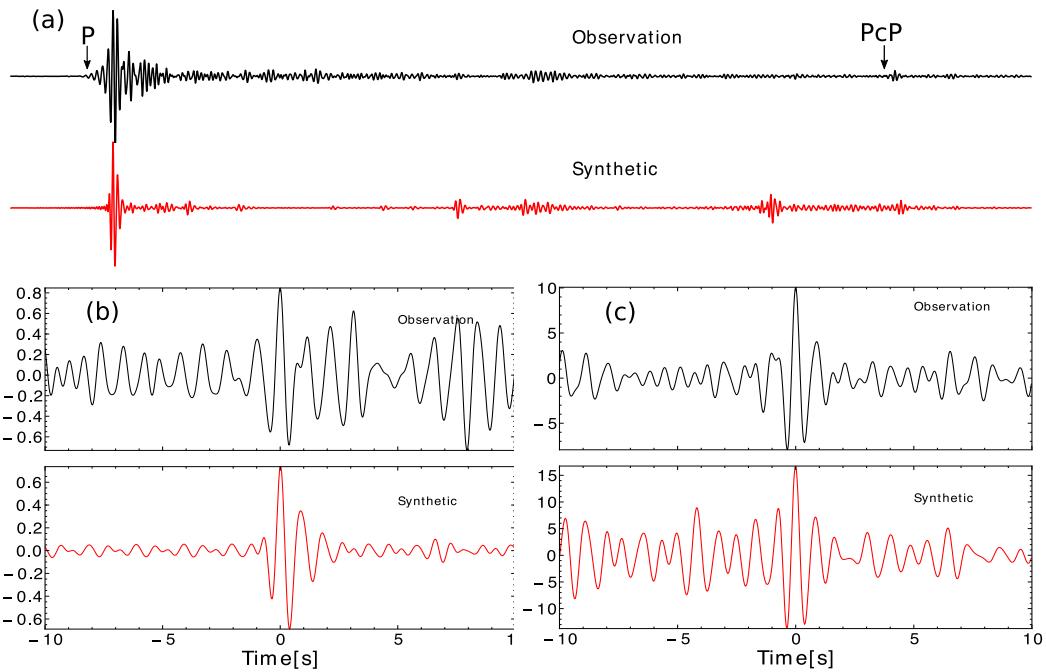


图 3.11 YKA 台阵对表 2.2 地震 13 的记录和 DSM 理论地震图. (a) 观测和理论的 P 和 P_{cP} 的振幅比较; (b) 观测和理论的 PKiKP 振幅比较; (c) 观测和理论的 P_{cP} 振幅比较. 其中观测记录来自台站 YKAR9.

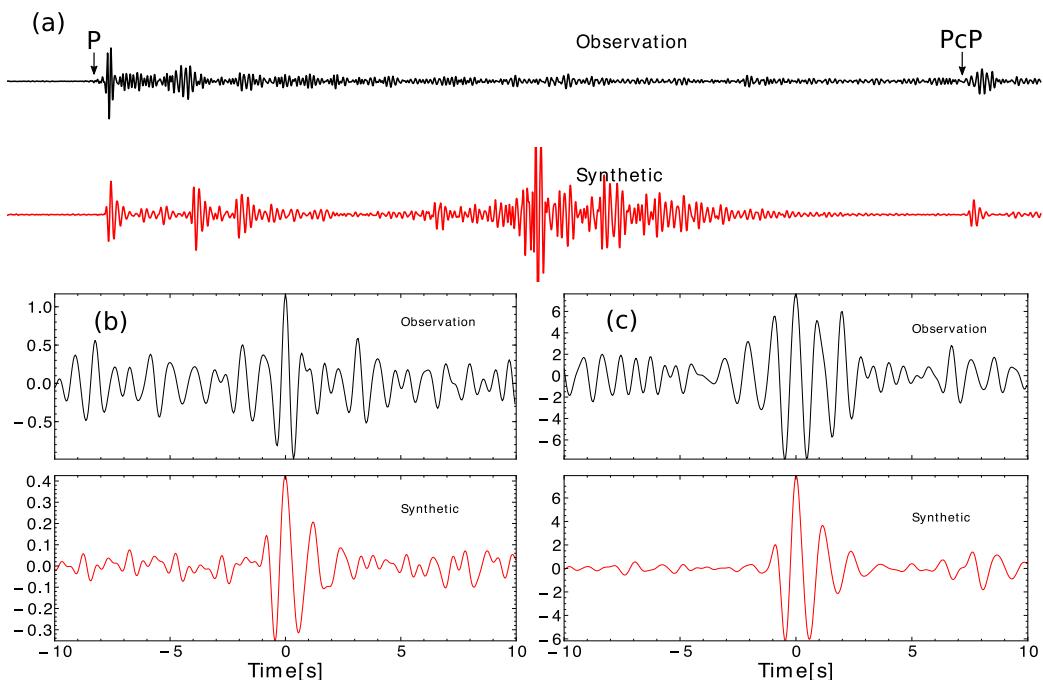


图 3.12 YKA 台阵对表 2.2 地震 16 的记录和 DSM 理论地震图. (a) 观测和理论的 P 和 P_{cP} 的振幅比较; (b) 观测和理论的 PKiKP 振幅比较; (c) 观测和理论的 P_{cP} 振幅比较. 其中观测记录来自台站 YKR2.

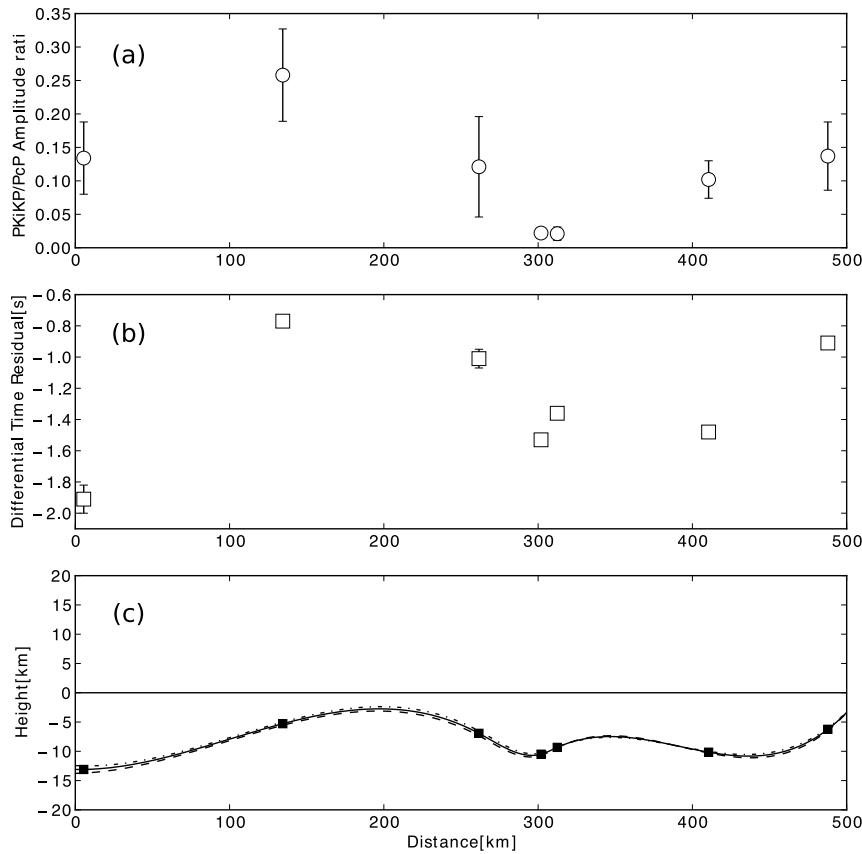


图 3.13 (a)YKA 记录的图 3.4 b 中 7 个地震的 PKiKP/PcP 平均振幅比; (b) 对应图 3.4 c 中反射点的 PKiKP-PcP 差异走时残差; (c) 利用关系 $H = \frac{t}{\sqrt{\frac{1}{v^2 - p^2}}}$, 可以将走时残差转换为深度变化, 然后在插值得到界面的起伏变化. 点线和虚线表示应台阵走时残差的标准差.

的偏差, 这可能是该区域下方的外核厚度有整体的变薄. 总而言之, 所有的观测都支持该区域 CMB 存在一个局部下凹, 但由于 ICB 的起伏变化仍然是未知的, 而且走时残差仍然受地幔结构的影响, 因此得到准确的界面起伏尺度仍然存在困难.

由上面的观测, 可以认识到 CMB 的起伏可能会出现比较复杂的情况, 而产生这些复杂变化的则是复杂的外核和地幔的动力学过程. Lassak et al. (2010) 通过地球动力学模拟, 认为地幔底部的物质堆积 (Pile) 和地幔柱在 CMB 起伏变化的形成过程中起到了重要作用. CMB 上的物质堆积或地幔柱的上升流下方均对应 CMB 的隆升, 而与俯冲板块相联系的下降流下方的 CMB 则呈现出凹陷. 但通过模拟难以将这两类模型的效应区分开, 本研究所探测到的 CMB 小尺度界面起伏变化可能有助于缩小用于解释 CMB 结构变化的模型空间. 同时, 形成当前地幔的速度结构和 CMB 起伏的动力学过程也不是相互独立的, 通过地幔对流, 它们可能存在相互耦合 (Forte and Peltier, 1991). 即地幔底部的速度异常和 CMB 的起伏存在某种对应关系 (Forte et al., 1994), 如果将这种关系代入到地震波走时反演中就可以减少反演参数, 从而得到更有物理意义的 CMB 模型 (Soldati et al., 2012).

3.1.3 ICB 结构和 CMB 横向不均匀

以上给出了两个用 PKiKP 和 PcP 分析 CMB 起伏变化的例子，但还有其他因素也会对振幅比和走时残差的观测造成影响，下面对一些主要的影响因素即 ICB 的结构和 CMB 横向不均匀性变化作一些讨论。

3.1.3.1 ICB 结构

对于前面的分析中并没有提及太多 ICB 效应对 PKiKP/PcP 振幅比和走时残差的影响，通常来说，其影响主要来自界面起伏变化及横向不均匀性变化。如果这些变化比较显著的话，ICB 的效应就不能忽略。对于前面阿拉斯加的例子，除了 CMB 局部凹陷的解释，观测到的异常小的 PKiKP/PcP 振幅比和大的负走时残差也可以被解释为一个局部上凸的 ICB 的效应（图 3.14）。这样的一个 ICB 结构可以同时减小 PKiKP 走时和其振幅，导致负的走时残差和小的振幅比。如果是这种情况，PKiKP 应该会出现与如图 3.7 中 PcP 相似的波形变化，但实际上这并没有观测到，而且 PKiKP 在小于其菲涅尔半径的区域产生显著的能量发散也似乎是不可能的；另一方面，如果观测也可解释为 ICB 上局部速度和密度差的急剧降低，这种变化常被认为是 ICB 上方的小尺度对流的结果（Krasnoshchekov et al., 2005），但对于阿拉斯加的情况，相邻地震在 ICB 采样区域非常接近，因此出现这样变化的可能性很小，且 PKiKP 对这种 10km 级别的变化也不会太敏感。对于 NVAR 和 PDAR 的数据，观测到的同一地震采样两个区域的 ICB 的 PKiKP 高度一致，因而 ICB 的效应可以忽略。

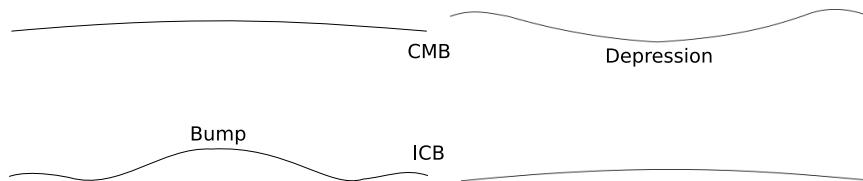


图 3.14 两种可以解释 YKA 台阵 PcP 和 PKiKP 观测的 CMB 和 ICB 起伏模式，(左) 下凹的 CMB 和平坦的 ICB，(右) 平坦的 CMB 和上凸的 ICB。

到目前为止，已经有一些研究给出 ICB 上存在小尺度起伏变化的证据。其中一些研究使用间接方法，即基于内核差异旋（Song and Richards, 1996）造成的 ICB 随时间变化，利用重复地震对产生的后临界 PKiKP 的变化来约束 ICB 起伏（Wen, 2006）；一些使用前临界 PKiKP 观测来直接探测 ICB 起伏变化（Dai et al., 2012）。估计的 ICB 起伏的高度变化从数百米（Cao et al., 2007）至数 km（Dai et al., 2012），横向尺度也大约也是 km 的数量级。对比 ICB 和 CMB 起伏的研究，似乎 ICB 的起伏程度要小于 CMB，如果再考虑内外核差异旋转的效应，一个很高的 ICB 的上凸也是很难维持的。因此本文认为仅 ICB 起伏不能完全解释所有的观测。Krasnoshchekov et al. (2005) 引入了一种马赛克结构的 ICB 模型来解释 PKiKP 的剧烈振幅变化，这种类似补丁的结构由 ICB 上方薄的部分熔融液体和固体层交

替组成，PKiKP 在固体或液体层反射后的振幅会有显著不同。之前的研究认为这种补丁结构是由与内核的不均一冷凝或者是 ICB 上方的物质对流所致，并估计这种结构的尺度从数十至数百 km。然而，在本研究中，小范围内剧烈的 PKiKP 振幅变化并没有被观测到，临近区域相同震级的地震产生的 PKiKP 振幅往往也是接近的，这也说明在本文的研究区域并没有这样的结构存在。

3.1.3.2 CMB 横向不均匀性

除了 CMB 的界面起伏，其物性的横向的不均匀也会对 PcP 的产生比较大的影响。典型的超低速带 (ULVZ) 通常存在 30% 的 S 波波速和 10% 的 P 波波速的降低 (Thorne and Garnero, 2004)，这样的一个低速异常可以有效降低 50% 的 PcP 反射系数。然而，仅用 ULVZ 并不能解释 PDAR 记录的 PcP 波形的变化 (图 3.6)，并且之前的研究并没有发现存在 ULVZ 的证据 (Havens and Revenaugh, 2001)。对于阿拉斯加的下方的 CMB，虽然可能存在一个凹陷的地形和高剪切波波速的折衷效应 (Castle and van der Hilst, 2000)，但根据本研究的观测，异常小的 PKiKP/PcP 振幅比仅仅存在于 Kenai 半岛的下方，因为尺度很小，如果将其认为突然的剪切波速度增高使 PcP 振幅增大，则很难说明其形成机制，因而解释为 CMB 局部的下凹显得更加合适。除了本文提到的 CMB 起伏变化，前人的观测还显示出阿拉斯加下方地幔底部存在 3% 的各向异性，即水平极化的 S 波比垂直极化的 S 波快 3%，其与上覆地幔的各项异性差异形成了 D” 不连续面 (Matzel et al., 1996)；并且还有研究发现在该区域存在异常的 P 和 S 波波速比，同时两者呈现反相关，这可能暗示阿拉斯加下方的 CMB 存在某种物质组分的异常 (Wysession et al., 1999)。异常的来源可能是硅质地幔与液态铁合金的化学反应的产物 (Jeanloz, 1993)。这些可能的 CMB 上方的结构异常与 Kenai 半岛下方的 CMB 起伏有何种联系，还需要今后进一步的研究。

3.2 CMB 上方的低速结构

前面一节主要分析了 CMB 界面起伏对 PcP、PKiKP/PcP 振幅比和 PKiKP-PcP 走时残差的影响，这一节就 CMB 上部低速结构特别是 ULVZ 结构对观测振幅比和走时残差的影响进行探讨。结合 McNamara et al. (2010) 总结的前人对全球范围内超低速带的观测和全球 IMS 小口径台阵的分布情况，能采样到前人研究所发现的 CMB 超低速带的只有位于澳大利亚的 WRA – ASAR 台阵对的数据。因此，这一节利用对这两个台阵的 PcP 和 PKiKP 数据，分析 CMB 低速或 ULVZ 结构对 PKiKP/PcP 振幅比异常的贡献；同时，结合 PKiKP-PcP 走时残差分析所采样区域的界面起伏变化。

这里一共选取 6 个地震事件，其中四个分布在圣克鲁兹群岛至瓦努阿图群岛之间，另外两个位于新西兰的克马德克群岛。对于前四个地震，两个台阵到它们的震中距基本在 31° – 32° 之间，PcP 反射点位于 CMB 上 -23° S 至 -16° S 的位置，8 个反射点位置经度变

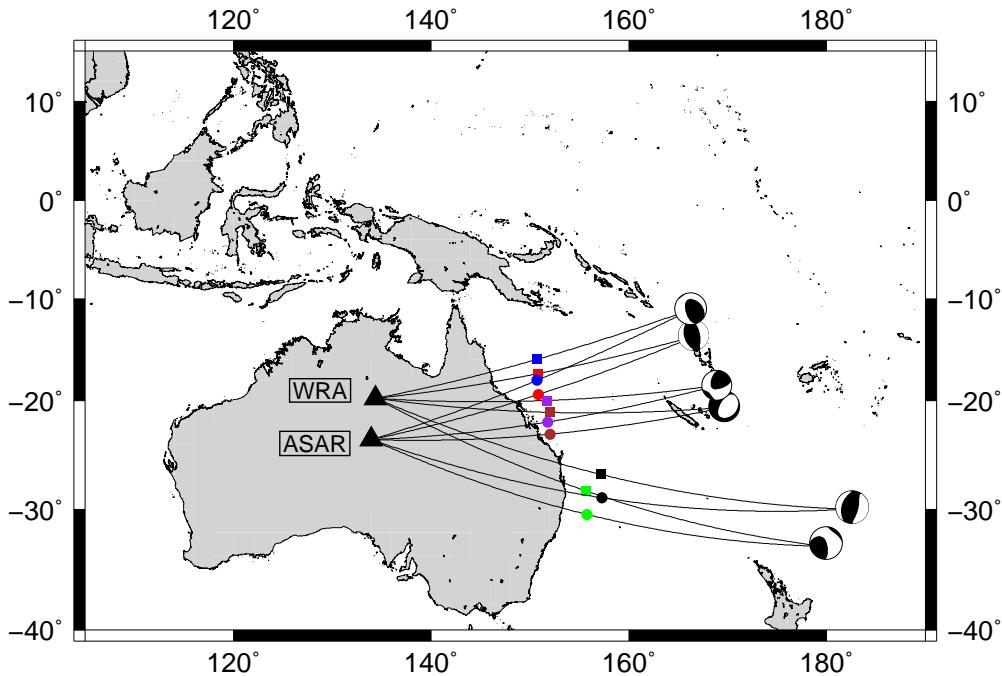


图 3.15 位于澳大利亚中部的 WRA 和 ASAR 台阵及表 2.2 中第 18–23 号事件的位置. 黑色三角形表示台阵位置, 黑色连线表示地震到台阵的路径. CMB 反射点位置用彩色方框和圆圈表示, 方框代表 WRA, 圆圈代表 ASAR, 每种颜色代表一个地震.

化不大, 在 CMB 上近似地排成一条线状剖面, 并恰好位于 Thorne and Garnero (2004) 利用 SKP_{diff}S 探测到的 ULVZ 附近, 并位于 He and Wen (2012) 所定义的“太平洋异常”西边界上; 台阵到其余两个地震的震中距约 42°–44°, Pcp 反射点在 CMB 上 –30°S 附近, 在“太平洋异常”西南边界稍稍偏下的位置.

WRA 和 ASAR 仅距离 400km, 而且每个相邻地震—台阵对的 Pcp 反射点在 CMB 距离大多在 60km 左右, 有的甚至只有 30km, 因此比起距离 1000km 的 NVAR 和 PDAR, 这两个台阵更适合探测 CMB 小尺度的变化. 本研究首先对前四个地震的数据进行分析, 尝试估计 CMB 变化的横向尺度. 首先看图 3.15 中连续 8 个反射 CMB 反射点的位置, 每个事件相应的反射点相互交错, 这样就使得不同事件—台阵对的振幅比和走时残差可以互相参考. 8 个事件—台阵对的平均振幅比显示 (图 3.16 a), 对于同一个地震, WRA 和 ASAR 的平均 PKiKP/Pcp 振幅比基本上比较接近, 这说明两个台阵数据采样到的 CMB 结构是相似的; 褐色和红色表示的反射点对应的振幅比也大致接近, 约为 PREM 预测值的 1.5–2 倍左右, 而圣克鲁兹群岛事件对应的振幅比均稍稍偏大, 但 ASAR 的振幅比 WRA 的小一些; 比较异常的是紫色表示的 Vanuatu 事件, 其振幅比平均值远大于相邻两个 CMB 采样点的, 但可以注意到, 平均振幅比的标准差也非常大. 由于相邻采样点对应的振幅比并不存在特别大的异常, 这里可以推测过大的振幅比并非是 CMB 或者 ICB 结构变化造成的.

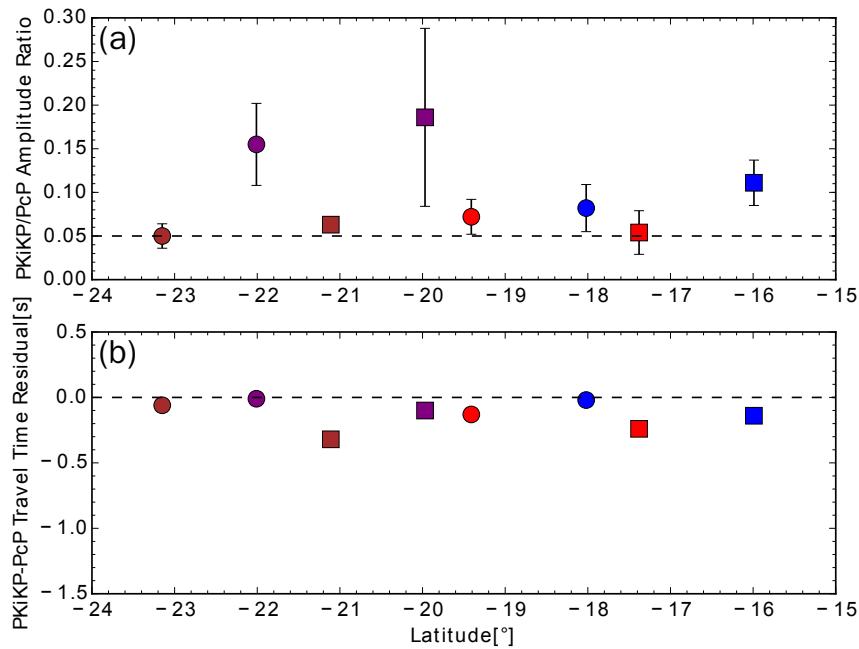


图 3.16 (a) 图 3.15 中事件—台阵对的 PKiKP/PcP 振幅比，每个观测点的颜色和形状图 3.15 中的颜色形状对应。虚线表示震中距 30° 时 PREM 预测的振幅比；(b) 每个事件—台阵对的 PKiKP-PcP 相对 PREM 的走时残差，颜色表示同 (a)。虚线表示走时差于 PREM 零偏差的位置。

与振幅比的局部突然增大相比，走时残差却显得非常稳定，所有的事件—台阵对均显示出微负的走时残差，相邻 CMB 采样点对应的残差的差别最多不超过 0.3 秒。值得注意的是，由 ASAR 观测到的走时残差都接近零，而对于同一地震，相应的 WRA 观测总是稍稍偏大约 0.1–0.3 秒，这表明 WRA 数据可能存在某种系统性的偏差，比较合理的解释是在 WRA 台阵侧 PKiKP 和 PcP 经历了不同的速度结构，假设这种情况成立，那么由 CMB 起伏引起的走时残差变化就会更小，因而可以认为采样区域的 CMB 是比较平坦的，估计的起伏上限也只有数百米，这与之前利用 ScP 研究 CMB 起伏的研究结果相似 (Vidale and Benz, 1992)。

再回到 PKiKP/PcP 振幅比的问题上来。根据走时残差的结果，推断采样的 CMB 区域是比较平坦的，那么造成振幅比突然变化的因素便不会是 CMB 起伏，可能是由于震源的因素，即在离开震源后，PcP 立刻受到较大的衰减，通过比较震源深度，发现产生振幅比较大的事件震源深度达到 200km，可能受到俯冲板块的影响，造成异常的振幅比观测。虽然台阵记录的不确定性也会造成很大的平均振幅比和标准差，但两个台阵呈现一致的变化，因此可以排除台阵本身的因素。Koper and Pyle (2004) 在此区域也同样观测到很多异常大的 PKiKP/PcP 振幅比，但这里并没有发现很多类似的情况，之前研究大振幅比的观测可能是台阵内台站记录存在较大差异的结果，如图 3.17 显示的 WRA 对事件 22 的 PcP 和 PKiKP 记录，所有的台站记录全都按照相同振幅尺度画出，可以发现很多 WRX 台站

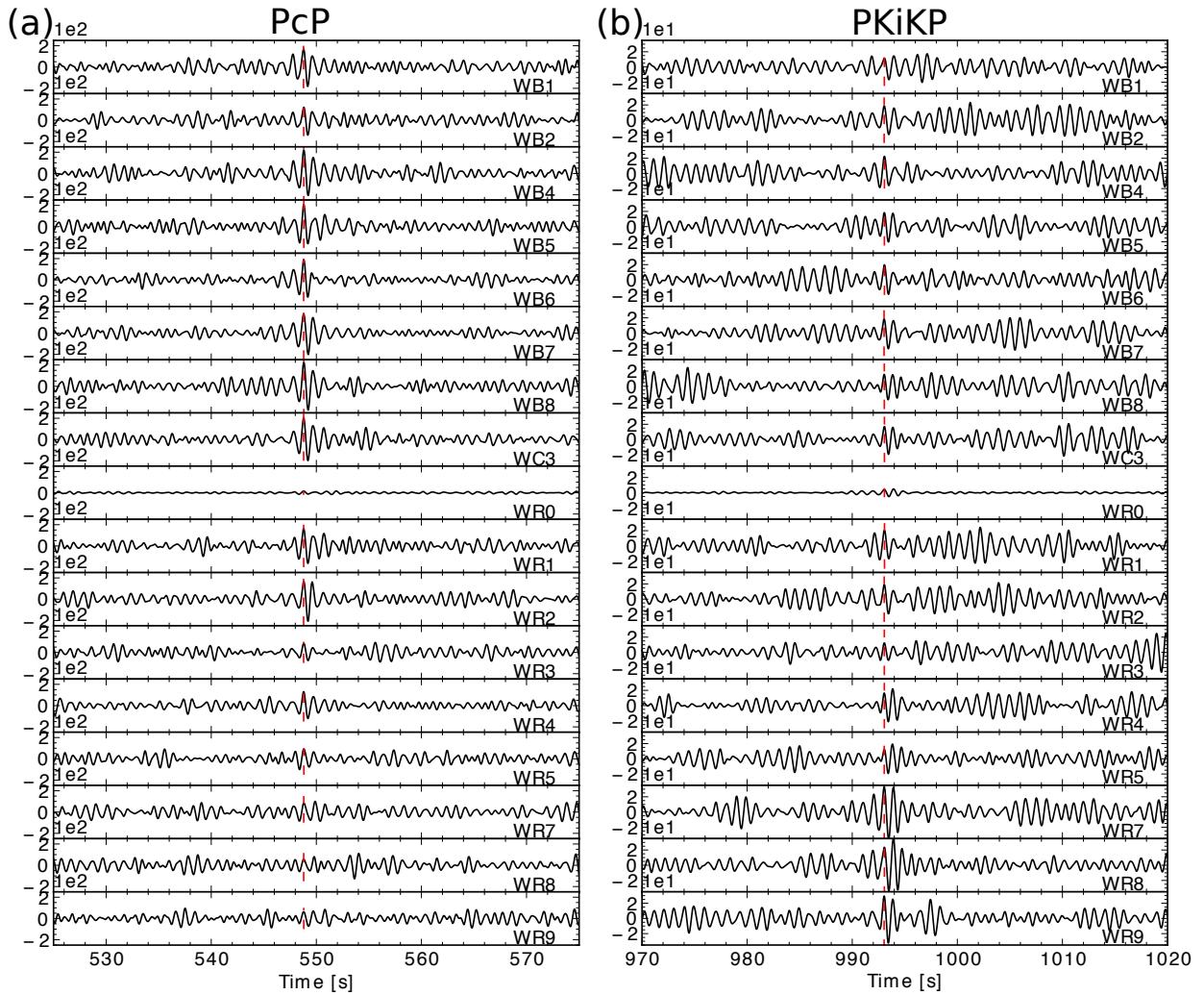


图 3.17 WRA 对表 2.2 中第 22 号地震的 PcP(a) 和 PKiKP(b) 记录. 红色虚线标出测量的 PcP 和 PKiKP 振幅峰值位置.

记录的 PcP 振幅要明显偏小, 而 PKiKP 则明显偏大了, 这样单道的振幅比就会明显增大. 之前研究通常采用的是所有记录的叠加后的振幅比, 即把那些振幅比很大的记录也包含在内了, 因此可能得到一个虚假的振幅比异常. 还是以图 3.17 的记录为例, 如果包含所有 WRX 台记录, 得到的平均台阵振幅比将超过 0.25, 当舍弃这些小 PcP 的记录, 平均振幅比立刻降到 0.1 之下 (图 3.16 a 中的褐色方框), 且标准差也大大减小了. 通过以上分析, 可以认为某些观测到的异常大的振幅比并不是 CMB 变化所造成的, 震源一侧的结构可能对此有很大的贡献, 这也可以解释两个台阵振幅比观测的一致性. 除此之外也不能排除过大的振幅比是不正确的震源校正造成的 (Rost and Revenaugh, 2004), 在小震中距情况下, 虽然 PcP 和 PKiKP 的离源角相差不大, 但当它们的出射位置接近辐射花样的节平面的时候, 两者的能力可能有显著差异.

由于采样区域恰位于前人定义的 ULVZ 附近, 关于西太平洋 CMB 低速异常边缘的

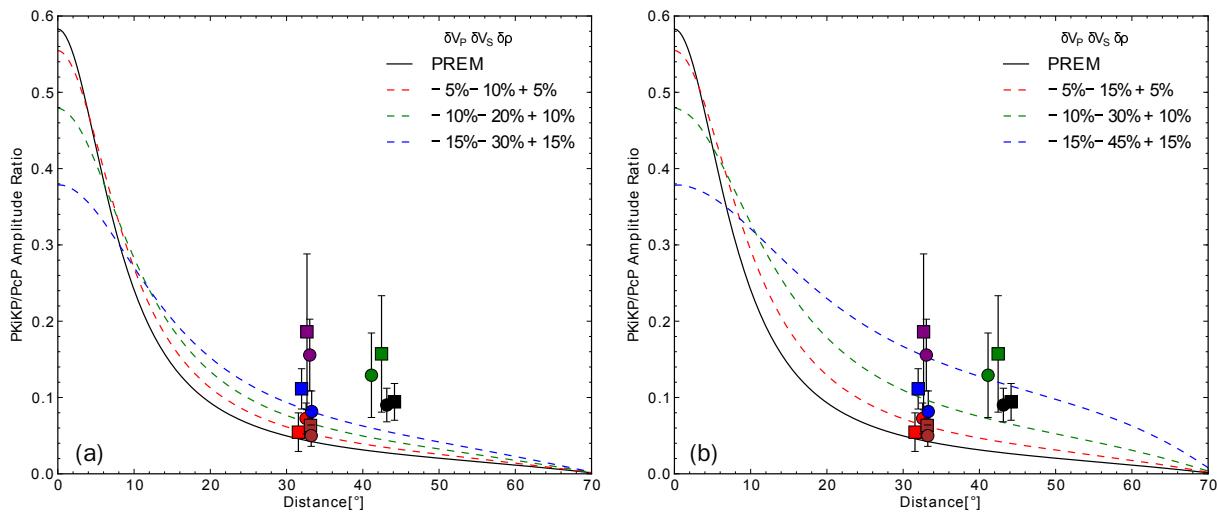


图 3.18 不同 ULVZ 模型参数下的理论 PKiKP/PcP 振幅比曲线和观测振幅比. (a) $\delta V_P:\delta V_S=1:2$, 波速的减小和密度的增大以整数倍增加; (b) $\delta V_P:\delta V_S=1:3$, 参数变化方式同 (a).

研究显示 CMB 底部 S 波波速可以降低 13% (He and Wen, 2012, He et al., 2006), 假设实际的 ICB 物理参数与 PREM 描述一致, 则本文观测到的振幅比中的较小值可以和之前的研究结果相吻合(图 3.18), 除了异常的大振幅比, 图 8 中稍大的振幅比可能需要用 20% 至 30% 的 S 波波速降低来解释. 对于位于“太平洋异常”西南边界之外的两个采样点对应的振幅比, 可能还需要用更大的 S 波波速降低来解释(大于 30%). 考虑到观测的不确定性, 仅用 PKiKP/PcP 振幅比仍然不能很好地约束 CMB 参数, 这里的结果也仅能为之前的研究提供一些支持, 同时也体现出用振幅比研究界面参数的局限性. 还可以注意到, 采样“太平洋异常”西边界的 Pcp 波形与 PKiKP 相似, 主反射震相之前并没有出现明显的信号, 这说明即使超低速层是存在的, 这一层的顶部也并非是一个不连续界面, 或者层的厚度很薄, 小于 Pcp 的波长(约 13km), 不足以产生可观测到的反射波, 这也与之前利用 ScP 的研究该区域 ULVZ 厚度的结果相吻合(Rost et al., 2010).

第四章 东亚下方 CMB 结构

本章主要利用国家测震台网的 PKiKP/PcP 振幅比和走时残差数据，简要分析中国下方 CMB 的结构变化。首先，前一节通过振幅比和走时残差分析，研究 CMB 的中型尺度范围的变化；后一小结通过对比相同台站对两个不同时间，震级不同，但位置和震源深度都很接近的两个地震的 PKiKP 和 PcP 观测结果，讨论引起振幅比观测波动的因素。

4.1 振幅比和走时残差分析

第二章中提到，利用国家测震台网，本研究发现了两个产生超过 500 个单道可识别的 PKiKP 信号。PcP 和 PKiKP 的反射点分别覆盖了中国西南和东北部下方的 CMB 和 ICB 上大约 $20^\circ \times 20^\circ$ 的区域，记录的震中距接近 40° (图 2.7, 2.9)。虽然记录到如此多的 PKiKP 信号，但按照本研究的标准，实际可用的台站数据就不多了。首先，对于 2011 年的地震，清晰 PcP 的观测质量整体不高，且数量要远远小于 PKiKP 的；而对于 2013 年地震，绝大多数的台站 PcP 均比较清晰，少部分台站记录的信噪比甚至超过 10。这种 PcP 的记录差异可能源于受 S 波尾波干扰程度的差异，中国西南下方的地幔结构可能比东北下方的更复杂。其次，每个台站的信噪比可能有很大差异，如果测量全部记录的 PKiKP/PcP 振幅比，会发现数据分布非常离散，这样也会给分析带来极大的困难，因此为了减小离散，丢掉不确定性大的数据，进一步的数据挑选和数据质量控制就很有必要。

与 IMS 台阵不同，本研究对所有的挑选出同时含 PcP 和 PKiKP 信号的国家测震台网的台站记录再作如下两步筛选：(1) 剔除信噪比低的记录。这里要求 PcP 和 PKiKP 的信噪比均大于 2.5；(2) 单道记录中 PcP 和 PKiKP 波形的相关系数大于 0.9。这也符合一个简单 CMB 和 ICB 的理论计算结果，如果两者波形比较相近，说明 PcP 和 PKiKP 都没有受到太大的干扰，因而适合用于振幅比的分析。按照以上标准，对 2013 年事件，共挑选出 119 道记录；对 2011 年事件，挑选出 59 道记录。为了更好描述振幅比相对于 PREM 预测的偏差，这里采用 Koper and Pyle (2004) 所定义的 PKiKP/PcP 对数振幅比残差 (LARR)，

$$LARR = \log 10 \left[\left(\frac{A_{PKiKP}}{A_{PcP}} \right)_{obs} \Big/ \left(\frac{A_{PKiKP}}{A_{PcP}} \right)_{prem} \right] \quad (4.1)$$

同时计算挑选出记录的 PKiKP-PcP 走时残差，得到的图 4.1 中的结果。从两次地震的 PKiKP/PcP 振幅比对数残差来看(图 4.1 a、c)，可以发现某些相似的特征，即 LARR 都存在比较明显的区域性差异。2009 年事件 CMB 上 $103^\circ E$ 以东的反射点大多都呈现稍大的正 LARR，而靠近震源一侧，对应震中距从 0 至 20° 的反射点的振幅比则基本与 PREM 预测

结果一致，其中有偏小的振幅比可能是由较低的 PKiKP 信噪比造成（表 4.1）；2013 年的事件，距离震源较近的，对应震中距小于 25° 反射点，显示出偏低的振幅比，PREM 预测大约为观测的 1.5 倍左右，而其 CMB 西南方向一侧，也大多呈现较大的正 LARR。CMB 上 138°E , 48°N 附近，可能存在某种过渡，存在由负到正的 LARR 变化。观察这两个地震 PKiKP-PcP 的走时残差，再与 LARR 的分布比较，可以看出两者之间也存在明显的对应关系。不论对哪个事件，较小的振幅比对应小的负走时残差，较大的正 LARR 和走时残差则出现相反的对应关系（图 4.1 (b)、(d)）。所有测量的走时残差均为负，绝大多数在 2 秒左右，最小的也接近 1 秒，表明中国下方的外核厚度存在明显的变薄，本研究的走时观测也和 Shen et al. (2016a) 在中国东岸下方的观测结果相吻合。但在较小尺度的范围（约 200km）内，走时残差的变化则很小，约为 0.1 秒的量级，这也暗示在小范围内，东亚下方的 CMB 起伏是不大的。

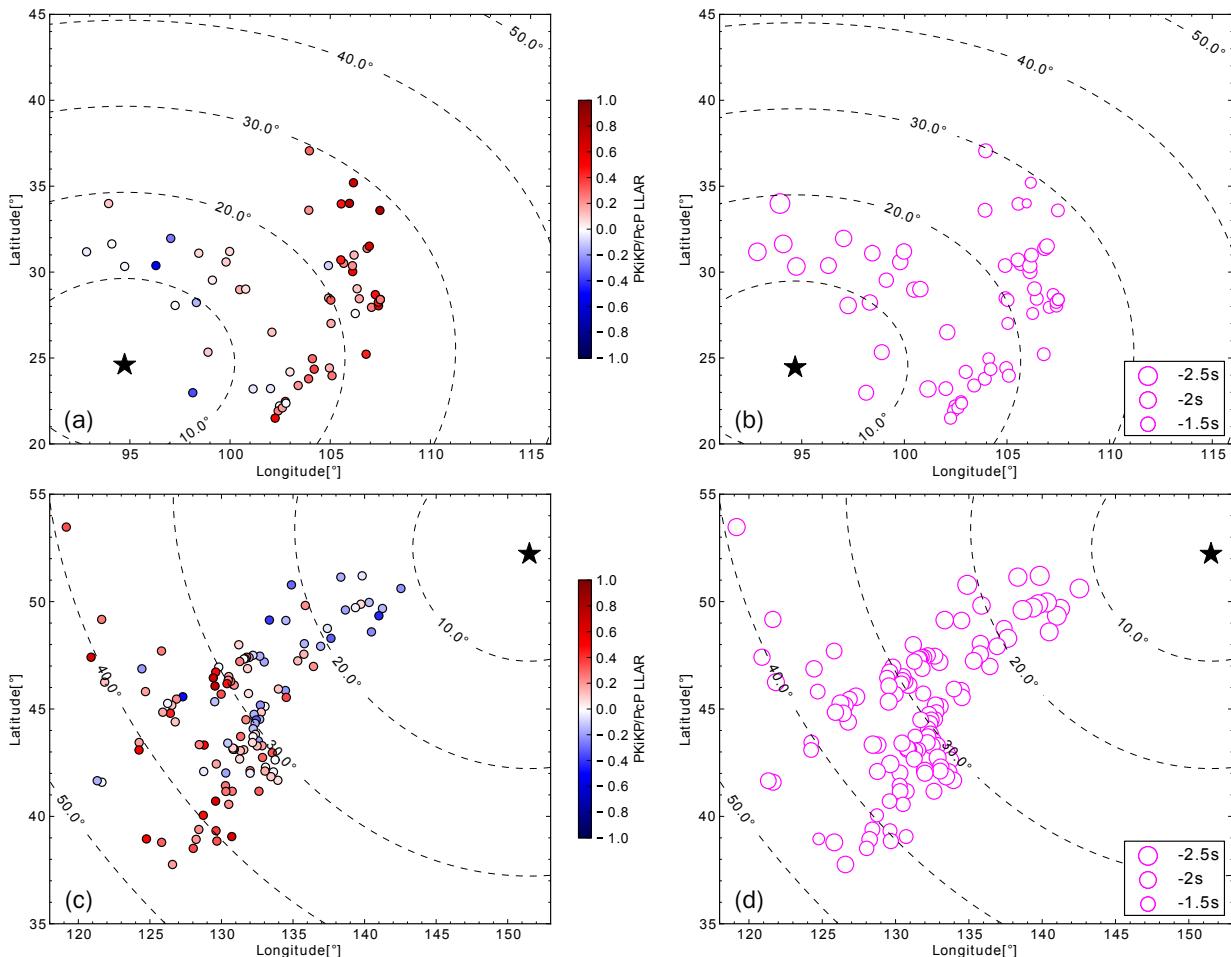


图 4.1 (a)、(b) 事件 2011/02/04（文中简称事件 A）的 PKiKP/PcP 相对与 PREM 的对数振幅比残差和 PKiKP-PcP 走时残差分布；(c)、(d) 对应事件 2013/05/24（文中简称事件 B）的结果，其余与 (a)、(b) 一致。图中的黑色五角星表示地震位置，等值线表示 CMB 上反射点对应的震中距位置。

观察到的走时残差和 LARR 的正相关性和上一章所述及阿拉斯加 Kenai 半岛的情形

一致，仅是尺度略微增大，因此也暗示了 PKiKP/PcP 振幅比受到了界面起伏变化的影响。但这究竟是源于 CMB 的起伏还是类似 Shen et al. (2016a) 所提到的黄海周围 ICB 的界面起伏变化，还需要进一步讨论。

如前面提到的，对于事件 A，在震中距 10° 到 20° 范围内观测的 LARR 接近零，这就说明 PREM 就已经可以很好地拟合观测结果了。因此，如果假定这部分区域的 CMB 和 ICB 的波速与密度变化是 PREM 所描述的，而且该 LARR “正常” 区域的 2 秒走时残差负异常可以认为是中国下方背景外核厚度与 PREM 的偏差，那么其东侧的 LARR 正异常和 $1 \sim 1.5$ 秒的走时残差负异常就可以被认为是外核厚度的加厚，可能是 CMB 的局部隆升造成的 PcP 振幅减弱或者是 ICB 的局部下沉造成的 PKiKP 振幅放大 (图 3.14)。假设是 ICB 的地形下陷，那么这里的观测就要求 ICB 至少存在横向尺度为 200km 的起伏变化，但之前没有任何研究揭示 ICB 存在这样的起伏尺度，而且就此事件而言，观测数量而言 PKiKP 要远远多于 PcP，且超过 40° 震中距仍然有清晰 PKiKP 的观测，这显示在大范围内 ICB 是稳定的、变化较平缓的。对界面起伏来说，有下陷就必然有隆升，但就本研究数据采样范围内，没有发现超过 30° 震中距出现增大的负走时残差；类似地，对于事件 B，CMB 上 140°E , 50°N 附近可能存在一个平缓的局部下陷，因为此处的走时残差相比负 2 秒的背景偏差还要低 0.5 秒左右，且存在普遍微负的 LARR。对应震中距 30° 附近的反射点，又再次集中出现负的 LARR，周围伴有正的 LARR，而走时残差却并无增大，这可能说明在大范围隆升的 CMB 上还耦合了凹陷的地形。

除了界面起伏对观测结果的贡献，仍然需要考虑 CMB 和 ICB 的波速、密度等参数变化。首先讨论 CMB 的速度异常。若 CMB 上存在 ULVZ，会增大 LARR，而存在高速结构则有相反的效果。根据 Thorne and Garnero (2004), Xu and Koper (2009) 的观测，本研究区域并 CMB 上不存在 ULVZ，即使存在低速和高速的变化，对走时残差的影响也应和观测的结果截然相反，因此这里可以排除 CMB 速度变化的影响。其次，若考虑 ICB 的速度异常，要产生观测到的 LARR，则必然要求 ICB 存在数十 km 级别的速度扰动。由于内核 S 波波速很难约束，这里近讨论 P 波波速。根据之前采用 PKIKP 研究内核顶部速度的研究 (Iritani et al., 2014b, Tanaka, 2012)，内核准东西半球 P 波速度分别较标准模型的变化均在 1% 以内，即小于 0.1km/s 的变化，这种级别的变化是不可能造成明显的观测差异的 (Koper and Pyle, 2004)。最后，ICB 密度差变化似乎能对 LARR 产生显著的影响，比如 Shen et al. (2016a) 就用从 ICB 北到南 $0.6g/cm^3$ 的密度差增加来解释 LARR 的增大。然而这种解释看似合理，但基于本研究的观测，ICB 密度变化不能解释走时残差和 LARR 的相关性，而且中国下方的 ICB 恰好位于前人定义的准东西半球 (Tanaka and Hamaguchi, 1997) 的正中，前人的地球动力学对流模型均认为内核东西半球存在不均匀的结晶环境。准半球出现高衰减的和其上方 ICB 处于熔融状态存在关系，而西半球处于结晶冷凝状态，

因而较为致密，且衰减较小 (Tkalčić, 2015). 同时很多研究都支持内核东半球的晶体粒度要更大 (Iritani et al., 2014a, Niu and Wen, 2002)，这样就更加减小了是由于 ICB 内外密度差增大造成 PKiKP 放大从而产生大的 LARR 的可能性. 综合以上的分析讨论，本研究认为中国下方 CMB 起伏变化是造成 LARR 和 PKiKP-PcP 走时残差区域变化的主要原因.

4.2 对重复地震的 Pcp/PKiKP 观测

综合之前所有的结果，Pcp 和 PKiKP 的振幅比观测比往往存在很多不确定性，而这也是造成观测数据离散的一个很重要的原因. 虽然利用 IMS 台阵可以对振幅比的观测质量作一个大致的评估，但对于单台观测要作一个这样的估计就很难了. 这一节将利用相同台站对震源位置、深度和震源机制都很接近的两个地震的 PKiKP 和 Pcp 记录来分析造成单台站观测不确定性的因素，同时这也可以对振幅比和走时残差的观测结果作一定程度上的检验.

事件	2009/09/03 19:51:05, MW5.9, 104km					2011/02/04 13:53:44, MW6.3, 116km				
	台站	$\Delta(^{\circ})$	$\delta t(s)$	LARR	SNR_{Pcp}	SNR_{PKiKP}	$\Delta(^{\circ})$	$\delta t(s)$	LARR	SNR_{Pcp}
GOM	11.8502	-2.26	0.033	2.916	2.548	11.5609	-2.27	-0.019	3.566	5.035
SGT	14.9752	-1.82	0.110	2.583	3.078	14.6917	-1.78	0.076	3.928	2.980
GTA	15.6692	-2.00	-0.083	3.901	4.105	15.3762	-1.97	-0.260	5.995	2.535
XIT	23.0573	-1.36	0.594	2.667	2.829	22.8458	-1.36	0.447	5.134	5.546
JUN	23.5845	-1.49	0.4306	4.607	3.883	23.3827	-1.49	0.2239	6.225	9.314

表 4.1 五个台站对两个距离仅 30km 地震的观测结果对比，包括 PKiKP/Pcp 对数振幅比残差，相对 PREM 的走时残差以及每个震相的信噪比. 每个台站的 Pcp 和 PKiKP 的信噪比均大于 2.5，且每一道记录的中的 Pcp 和 PKiKP 相关系数都在 0.9 之上.

选取的两个地震分别为上一节中 2013 年的事件和 2009 年 9 月 3 日距这个该事件发生处 30km 的另一个震级较小的地震，两个地震具体参数见表 4.1. 根据 Havard CMT 解，这两个地震的震源机制基本是一样的，有趣的是，这两个地震还有相反的震源时间函数，它们的 P、Pcp 和 PKiKP 信号恰好是相反的. 2009 年事件的震级较小，仅产生一百多个可见的 PKiKP 记录，经过信噪比、相关系数等筛选，最终得到同时记录到两个事件产生的 PKiKP 和 Pcp 信号的五个台站 (表 4.1, 图 4.3). 虽然这两个地震的近似程度不及之前内核差异旋转研究中用到的地震对 (Zhang et al., 2005)，但它们在 CMB 上的反射点距离不足一个 Pcp 波长 (约 13km)，在 ICB 上的空间差异则更小，因此这里也称这两个地震为“重复地震”. Tkalcic et al. (2013) 总结了之前内核外核差异旋转的结果，认为这种差异旋转是不稳定的，有时候会出现内外核相对静止的状态. 因此这里不考虑内核的这种运动，即使考虑每年 0.5° 的内核差异旋转速度，由于这两个地震发生时间间隔也仅有一年多，内核也

只能转过 10km 左右，因此本研究认为两个地震几乎采样到相同位置的 ICB 和 CMB.

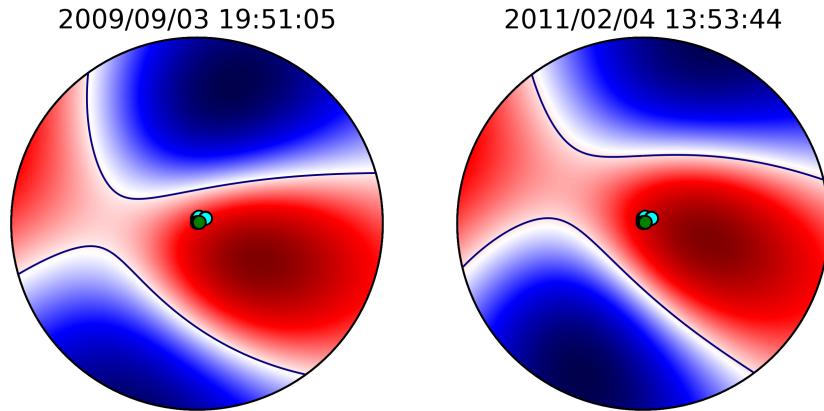


图 4.2 表 4.1 中两个地震的震源机制，浅蓝色圆圈对应 Pcp 的出射位置，绿色圆圈对应 PKiKP 的出射位置.

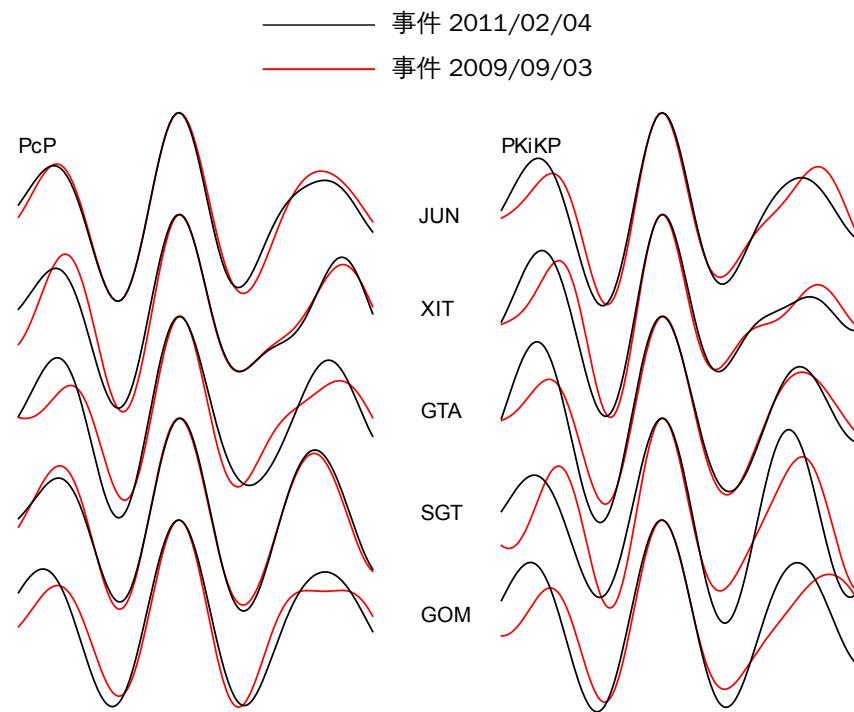


图 4.3 表 4.1 中五个台站对两个地震的 Pcp 和 PKiKP 记录，红色表示 2009 年的事件的波形，黑线表示 2011 年事件的波形. 对于 2009 年的事件，Pcp 和 PKiKP 的波形均做了倒转.

通过比较同一个台站的两次记录，2009 年地震的 PKiKP/Pcp 对数振幅残差整体比 2011 年稍大，但差异也不是特别显著，即两个地震的 LARR 同时接近零或同时偏大，这也说明对 2011 年地震 PKiKP/Pcp 振幅比的观测还是比较可靠的. 相比振幅观测的不稳定性，两个事件的 PKiKP-Pcp 走时残差的观测则相当一致，单个台站的差别最多也只达到几个采样间隔，这也体现出即使内核存在差异旋转，CMB 和 ICB 也不存在可观测到的随

时间变化的界面起伏变化。因此这里认为，造成单台站振幅比观测不稳定的因素主要有两个：(1) 台站的信噪比；(2) 地震的震级。关于震级会影响 PKiKP/P_cP 振幅比的观测结果，之前并没有研究提到过。因为不论是 CMB 还是 ICB，它们都不是理想的线弹性介质，反射波的振幅与入射波能量的大小也并不一定是线性关系，这也体现出使用 PKiKP/P_cP 振幅比来约束 CMB 或者 ICB 结构方法上的缺陷。

第五章 总结与展望

本硕士论文结合 PcP 和 PKiKP 数据对地球核幔边界 (CMB) 结构变化进行研究，包括 CMB 的界面起伏和其上方的低速结构。并通过一些实际的例子，分析了 CMB 结构变化对 PKiKP/PcP 振幅比和 PKiKP-PcP 走时残差观测的影响。

首先利用 IMS 小口径台阵数据分析了 CMB 的小尺度起伏变化和超低速带对 PKiKP/PcP 振幅比观测的影响：(1) 通过 NVAR 和 PDAR 对同一地震事件的 PcP 和 PKiKP 记录比较，并结合之前波形模拟 (Wu et al., 2014) 的结果，推断出 CMB 上可能存在局部的上凸，造成采样到不同区域的短周期 PcP 振幅和波形的变化；(2) 基于 Rost and Revenaugh (2004) 对采样阿拉斯加 Kenai 半岛下方 CMB 被异常放大的 PcP 的观测，本研究结合 PcP 和 PKiKP 振幅比观测，也发现采样到 Kenai 半岛下方的区域的 PKiKP 和 PcP 的振幅比明显偏小，同时观察到振幅比和走时残差存在明显的相关性，从而进一步验证了前人研究的结果，即 Kenai 半岛下方存在局部 CMB 凹陷，放大了 PcP 振幅；(3) 通过对采样到之前研究中已经确认的澳大利亚太平洋西海岸一侧下方 CMB 的超低速带 (ULVZ) 结构 (He and Wen, 2012, He et al., 2006, Thorne and Garnero, 2004) 的 WAR 和 ASAR 数据进行分析，发现了该区域存在普遍为 PREM 理论值 1–2 倍的 PKiKP/PcP 振幅比，这恰好可以用之前研究得出的 15% 左右的 S 波波速降低来解释，结合走时残差的分析，得出该 CMB 区域并不存在明显的界面起伏变化，从而进一步检验了 CMB 低速结构对 PKiKP/PcP 振幅比观测的影响。

除了小口径台阵数据，本研究还利用国家测震台网观测到的 PKiKP 和 PcP 数据对位于东亚的中国下方的 CMB 结构变化进行分析。通过比较筛选出的高质量 PKiKP 和 PcP 数据的振幅比和走时残差，发现与 Kenai 半岛的例子相似，二者存在明显的正相关性，即高的振幅比对应小的负走时残差，而低振幅比则相反。在排除其他可能的影响因素后，本研究认为中国下方的 CMB 存在尺度达到 200 至 400km 的界面隆升或者凹陷，而且在大范围的隆升的界面上可能还耦合了小的凹陷，造成了 PKiKP/PcP 振幅比对数残差显示出负异常被正异常包围的现象。在此观测的基础上，本文还通过对重复地震的 PKiKP-PcP 振幅比和走时残差观测进一步评估了观测的可靠性，并对单台站振幅比观测不确定性的主要来源进行了讨论。

综合本研究的结果，CMB 结构的各种变化均会对反射的 PcP 造成显著的影响，从而造成 PKiKP-PcP 振幅比和走时观测的区域性离散。因此用这 PcP 和 PKiKP 研究内核外核边界结构仍然需要保持谨慎，否则将很难得到关于 ICB 的真实信息。即使考虑到 CMB 的复杂性，单纯利用振幅比和走时残差的方法也不容易将 CMB 各种效应定量的分离出来。

若要得到对 ICB 或者 CMB 结构更强的约束，则需要挖掘波形中更多的信息。目前已经有一些尝试，比如利用 PKiKP 和 PcP 谱比的方法 (Tanaka and Tkalcic, 2015)，利用更先进的波形模拟技术或者全波形反演方法 (Fichtner et al., 2009) 也可能是今后 CMB 或 ICB 结构研究的发展方向。另外，将地震学反演和地球动力学模拟结合起来也有助于 CMB 复杂结构形成机制的阐明 (Soldati et al., 2012, Steinberger and Holme, 2008)。

致谢

有很多话要说，但摄于文字力的持久，我努力克制自己的妄言。三年的硕士研究生学习即将结束，而我有太多需要感谢的人。

首先，我要感谢艾印双老师对我在学术上的指导以及生活上无微不至的关怀。艾老师尽可能地为我们创造良好的学习环境，勉励我不断上进。艾老师虽然研究任务繁忙，同时身负课题组众多事务，但还是经常抽出时间和我探讨问题，给了我很多启发。在生活上，艾老师也时时教导我做人做事的道理，让我备受感动。如果没有艾老师的悉心指导，我是难以完成硕士论文的。

我要感谢课题组的老师们。郑天愉老师、何玉梅老师、赵亮老师、陈棋福老师、姜明明老师和吕彦老师，他们作为我硕士论文开题和中期报告考核小组的成员，给我的工作提了很好的意见，他们的教导都对我产生了很大的帮助。其中，郑老师求实的治学风格给我留下了深刻的印象，她对我的鼓励是我前进的巨大动力；还有陈凌老师，每次请她帮忙，她总是不厌其烦。虽然陈老师工作繁忙，平时我和她的交流不多，但她对我的教诲当永远不会忘记。

我要感谢教育处的宋玉环老师、李铁胜老师和黄莹老师。他们深刻了解学生们的学习和科研压力，经常组织我们参加各种户外活动，让我们放松身心，从而更好地投身于科研工作。这里要特别感谢宋玉环老师，为我在去年申请到日本交流的过程中提供了很大帮助，没有她的帮忙，我必定是不能顺利成行的。

我要感谢课题组的同学们：王旭、王武、陈瑛、魏晓拙、张耀阳师兄、徐小兵师兄、凌媛师姐还有申中寅师兄，大家共同营造了一个团结和谐的学习环境。其中最需要感谢的是申中寅师兄对我在学习上的帮助和研究上的鼓励。正是申师兄的鼓励给在处于困境中的我带来了希望，让我克服了研究工作中的重重困难，他就像黑暗中的灯塔，照亮我前进的方向。不仅如此，申师兄的睿智也时刻给我带来无限的启迪，这也让我对他充满了敬仰之情。另外，我还要特别感谢魏晓拙师弟。他活泼开朗，谈笑风生，与他的交流总是让我感到非常愉快，让我在枯燥的科研工作中感到了不少欢乐，支持着我度过艰难的日子。

我还要感谢钮凤林老师，感谢他百忙之中抽出时间来听我的工作汇报。虽然是几句不经意间的建议，却给我的研究工作带来了很大的帮助。通过和他的交流，可以看出他总能站在高处看待科学问题，不愧是有大家风范。除此之外，我还要感谢东京大学地震研究所的川胜教授，虽然只和他在去年有短短十几天的交流，但他对待科学严谨的态度给我留下了深刻的印象，在对问题的分析方法上给了我很大启发，也正是在那之后，我的研究工作有了新的进展。今后的研究之路上还要希望他继续指导。

本硕士论文中理论 PKiKP/PcP 振幅比计算用到了 Jaromir Jansky 的动态射线追踪程序 zrayamp (<http://www.spice-rtn.org/library/software/Raytheory.html>)；数据处理工作用到了 SAC (Goldstein et al., 2003) 和 ObsPy (Beyreuther et al., 2010)，它们为本研究工作带来了极大的方便；本论文中涉及到的走时计算使用到 Taup (Crotwell et al., 1999)；作图使用到了 GMT (Wessel and Smith, 1991) 和 Matplotlib (Hunter et al., 2007)，在此感谢这些软件的开发者们。

最后，还要感谢 IRIS 数据中心和国家测震台网数据备份中心为本硕士论文研究提供数据支持。

参考文献

- Aki, K. and Richards, P. G. (2002). *Quantitative seismology*, volume 1.
- Alboussiere, T., Deguen, R., and Melzani, M. (2010). Melting-induced stratification above the Earth's inner core due to convective translation. *Nature*, 466(7307):744–747.
- Aubert, J., Amit, H., Hulot, G., and Olson, P. (2008). Thermochemical flows couple the Earth's inner core growth to mantle heterogeneity. *Nature*, 454(7205):758–761.
- Bergman, M. I., Lewis, D. J., Myint, I. H., Slivka, L., Karato, S.-i., and Abreu, A. (2010). Grain growth and loss of texture during annealing of alloys, and the translation of Earth's inner core. *Geophysical Research Letters*, 37(22).
- Beyreuther, M., Barsch, R., Krischer, L., Megies, T., Behr, Y., and Wassermann, J. (2010). Obspy: A python toolbox for seismology. *Seismological Research Letters*, 81(3):530–533.
- Bolt, B. A. and Qamar, A. (1970). Upper bound to the density jump at the boundary of the Earth's inner core. *Nature*.
- Buffett, B. A., Garnero, E. J., and Jeanloz, R. (2000). Sediments at the top of earth's core. *Science*, 290(5495):1338–1342.
- Cao, A., Masson, Y., and Romanowicz, B. (2007). Short wavelength topography on the inner-core boundary. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104(1):31–35.
- Cao, A. and Romanowicz, B. (2004). Constraints on density and shear velocity contrasts at the inner core boundary. *Geophysical Journal International*, 157(3):1146–1151.
- Castle, J. C. and van der Hilst, R. D. (2000). The core–mantle boundary under the Gulf of Alaska: No ULVZ for shear waves. *Earth and Planetary Science Letters*, 176(3–4):311–321.
- Crotwell, H. P., Owens, T. J., and Ritsema, J. (1999). The taup toolkit: Flexible seismic travel-time and ray-path utilities. *Seismological Research Letters*, 70(2):154–160.
- Dai, Z., Wang, W., and Wen, L. (2012). Irregular topography at the Earth's inner core boundary. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(20):7654–7658.
- Deguen, R., Cardin, P., Merkel, S., and Lebensohn, R. A. (2011). Texturing in Earth's inner core due to preferential growth in its equatorial belt. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 188(3-4):173–184.
- Deuss, A., Woodhouse, J. H., Paulssen, H., and Trampert, J. (2000). The observation of inner core shear waves. *Geophysical Journal International*, 142:67–73.
- Earle, P. S. and Shearer, P. M. (1997). Observations of PKKP Precursors Used to Estimate Small-Scale Topography on the Core-Mantle Boundary. *Science*, 277(5326):667–670.

- Fichtner, A., Kennett, B. L. N., Igel, H., and Bunge, H.-P. (2009). Full seismic waveform tomography for upper-mantle structure in the Australasian region using adjoint methods. *Geophysical Journal International*, 179(3):1703–1725.
- Forte, A. M. and Peltier, W. R. (1991). Mantle convection and core-mantle boundary topography: explanations and implications. *Tectonophysics*, 187(1-3):91–116.
- Forte, A. M., Woodward, R. L., and Dziewonski, A. M. (1994). Joint inversions of seismic and geodynamic data for models of three-dimensional mantle heterogeneity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B11):21857–21877.
- Garnero, E. J. and Helmberger, D. V. (1995). A very slow basal layer underlying large-scale low-velocity anomalies in the lower mantle beneath the Pacific: evidence from core phases. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 91(1-3):161–176.
- Garnero, E. J. and Jeanloz, R. (2000). Fuzzy patches on the Earth's core-mantle boundary? *Geophysical Research Letters*, 27(17):2777–2780.
- Garnero, E. J. and McNamara, A. K. (2008). Structure and Dynamics of Earth's Lower Mantle. *Science*, 320(5876):626–628.
- Gassner, A., Thomas, C., Krüger, F., and Weber, M. (2015). Probing the core–mantle boundary beneath Europe and Western Eurasia: A detailed study using PcP. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 246:9–24.
- Goldstein, P., Dodge, D., Firpo, M., and Minner, L. (2003). Sac2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers. *The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, 81:1613–1620.
- Gubbins, D., Sreenivasan, B., Mound, J., and Rost, S. (2011). Melting of the Earth's inner core. *Nature*, 473(7347):361–363.
- Havens, E. and Revenaugh, J. (2001). A broadband seismic study of the lowermost mantle beneath mexico: constraints on ultralow velocity zone elasticity and density. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B12):30809–30820.
- He, Y. and Wen, L. (2009). Structural features and shear-velocity structure of the “Pacific Anomaly”. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B2).
- He, Y. and Wen, L. (2012). Geographic boundary of the “pacific anomaly” and its geometry and transitional structure in the north. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B9).
- He, Y., Wen, L., and Zheng, T. (2006). Geographic boundary and shear wave velocity structure of the “pacific anomaly” near the core–mantle boundary beneath western pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, 244(1):302–314.
- Hirose, K., Takafuji, N., Sata, N., and Ohishi, Y. (2005). Phase transition and density of subducted morb crust

- in the lower mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(1):239–251.
- Hunter, J. D. et al. (2007). Matplotlib: A 2d graphics environment. *Computing in science and engineering*, 9(3):90–95.
- Iritani, R., Takeuchi, N., and Kawakatsu, H. (2014a). 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.
- Iritani, R., Takeuchi, N., and Kawakatsu, H. (2014b). Intricate heterogeneous structures of the top 300km of the Earth’s inner core inferred from global array data: I. Regional 1D attenuation and velocity profiles. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 230(0):15–27.
- Jeanloz, R. (1993). Chemical reactions at the earth’s core-mantle boundary: Summary of evidence and geomagnetic implications. *Relating Geophysical Structures and Processes: The Jeffreys Volume*, pages 121–127.
- Kampfmann, W. and Müller, G. (1989). Pcp amplitude calculations for a core-mantle boundary with topography. *Geophysical Research Letters*, 16(7):653–656.
- Kawai, K., Takeuchi, N., and Geller, R. J. (2006). Complete synthetic seismograms up to 2 Hz for transversely isotropic spherically symmetric media. *Geophysical Journal International*, 164(2):411–424.
- Kawakatsu, H. (2006). Sharp and seismically transparent inner core boundary region revealed by an entire network observation of near-vertical PKiKP. *EARTH PLANETS AND SPACE*, 58(7):855.
- Koper, K. D., Franks, J. M., and Dombrovskaya, M. (2004). Evidence for small-scale heterogeneity in Earth’s inner core from a global study of PKiKP coda waves. *Earth and Planetary Science Letters*, 228(3–4):227–241.
- Koper, K. D. and Pyle, M. L. (2004). Observations of PKiKP/PcP amplitude ratios and implications for Earth structure at the boundaries of the liquid core. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 109(B3).
- Koper, K. D., Pyle, M. L., and Franks, J. M. (2003). Constraints on aspherical core structure from PKiKP-PcP differential travel times. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 108(B3).
- Krasnoshchekov, D. N., Kaazik, P. B., and Ovtchinnikov, V. M. (2005). Seismological evidence for mosaic structure of the surface of the Earth’s inner core. *Nature*, 435(7041):483–487.
- Lassak, T. M., McNamara, A. K., Garnero, E. J., and Zhong, S. (2010). Core–mantle boundary topography as a possible constraint on lower mantle chemistry and dynamics. *Earth and Planetary Science Letters*, 289(1):232–241.
- Matzel, E., Sen, M. K., and Grand, S. P. (1996). Evidence for anisotropy in the deep mantle beneath alaska. *Geophysical research letters*, 23(18):2417–2420.
- McNamara, A. K., Garnero, E. J., and Rost, S. (2010). Tracking deep mantle reservoirs with ultra-low velocity

- zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 299(1–2):1–9.
- Monnereau, M., Calvet, M., Margerin, L., and Souriau, A. (2010). Lopsided Growth of Earth’s Inner Core. *Science*, 328(5981):1014–1017.
- Neuberg, J. and Wahr, J. (1991). Detailed investigation of a spot on the core mantle boundary using digital PcP data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 68(1–2):132–143.
- Niu, F. and Chen, Q.-F. (2008). Seismic evidence for distinct anisotropy in the innermost inner core. *Nature Geoscience*, 1(10):692–696.
- Niu, F. and Wen, L. (2002). Seismic anisotropy in the top 400 km of the inner core beneath the “eastern” hemisphere. *Geophysical Research Letters*, 29(12):53–55.
- Poupinet, G. and Kennett, B. (2004). On the observation of high frequency PKiKP and its coda in Australia. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 146(3–4):497–511.
- Richards, P. G. (1972). *Seismic waves reflected from velocity gradient anomalies within the Earth’s upper mantle*. publisher not identified.
- Rost, S., Garnero, E. J., and Stefan, W. (2010). Thin and intermittent ultralow-velocity zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B6).
- Rost, S. and Revenaugh, J. (2004). Small-scale changes of core–mantle boundary reflectivity studied using core reflected PcP. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 145(1–4):19–36.
- Rost, S. and Thomas, C. (2002). Array seismology: methods and applications. *Reviews of geophysics*, 40(3):1–2.
- Schimmel, M. and Paulsen, H. (1997). Noise reduction and detection of weak, coherent signals through phase-weighted stacks. *Geophysical Journal International*, 130(2):497–505.
- Shearer, P. and Masters, G. (1990). The density and shear velocity contrast at the inner core boundary. *Geophysical Journal International*, 102(2):491–498.
- Shen, Z., Ai, Y., He, Y., and Jiang, M. (2016a). Using pre-critical pkikp-pcp phases to constrain the regional structures of the inner core boundary beneath east asia. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*.
- Shen, Z., Ni, S., Wu, W., and Sun, D. (2016b). Short period ScP phase amplitude calculations for core–mantle boundary with intermediate scale topography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 253:64–73.
- Soldati, G., Boschi, L., and Forte, A. M. (2012). Tomography of core–mantle boundary and lowermost mantle coupled by geodynamics. *Geophysical Journal International*, 189(2):730–746.
- Song, X. and Richards, P. G. (1996). Seismological evidence for differential rotation of the Earth’s inner core. *Nature*, 382(6588):221–224.
- Souriau, A. and Souriau, M. (1989). Ellipticity and density at the inner core boundary from subcritical PKiKP and PcP data. *Geophysical Journal International*, 98(1):39–54.

- Steinberger, B. and Holme, R. (2008). Mantle flow models with core-mantle boundary constraints and chemical heterogeneities in the lowermost mantle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B5).
- Stevenson, D. J. (1987). Limits on lateral density and velocity variations in the Earth's outer core. *Geophysical Journal International*, 88(1):311–319.
- Sze, E. K. M. and van der Hilst, R. D. (2003). Core mantle boundary topography from short period Pcp, Pkp, and Pkkp data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 135(1):27–46.
- Takeuchi, N., Geller, R. J., and Cummins, P. R. (1996). Highly accurate P-SV complete synthetic seismograms using modified DSM operators. *Geophysical Research Letters*, 23(10):1175–1178.
- Tanaka, S. (2012). Depth extent of hemispherical inner core from PKP(DF) and PKP(Cdiff) for equatorial paths. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 210–211(0):50–62.
- Tanaka, S. and Hamaguchi, H. (1997). Degree one heterogeneity and hemispherical variation of anisotropy in the inner core from PKP(BC)-PKP(DF) times. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B2):2925–2938.
- Tanaka, S. and Tkalcic, H. (2015). Complex inner core boundary from frequency characteristics of the reflection coefficients of PKiKP waves observed by Hi-net. *Progress in Earth and Planetary Science*, 2(1):34.
- Thomas, C., Kendall, J.-M., and Helffrich, G. (2009). Probing two low-velocity regions with PKP b-caustic amplitudes and scattering. *Geophysical Journal International*, 178(1):503–512.
- Thorne, M. S. and Garnero, E. J. (2004). Inferences on ultralow-velocity zone structure from a global analysis of SPdKS waves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B8).
- Tkalcic, H. (2015). COMPLEX INNER CORE OF THE EARTH: THE LAST FRONTIER OF GLOBAL SEISMOLOGY. *Reviews of Geophysics*, page 2014RG000469.
- Tkalcic, H., Cormier, V. F., Kennett, B. L., and He, K. (2010). Steep reflections from the earth's core reveal small-scale heterogeneity in the upper mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 178(1-2):80–91.
- Tkalcic, H., Kennett, B. L. N., and Cormier, V. F. (2009). On the inner-outer core density contrast from PKiKP/PcP amplitude ratios and uncertainties caused by seismic noise. *Geophysical Journal International*, 179(1):425–443.
- Tkalcic, H., Young, M., Bodin, T., Ngo, S., and Sambridge, M. (2013). The shuffling rotation of the Earth's inner core revealed by earthquake doublets. *Nature Geosci*, 6(6):497–502.
- Vidale, J. E. and Benz, H. M. (1992). A sharp and flat section of the core-mantle boundary. *Nature*, 359(6396):627–629.
- Vidale, J. E. and Earle, P. S. (2000). Fine-scale heterogeneity in the Earth's inner core. *Nature*, 404(6775):273–275.
- Vidale, J. E. and Hedlin, M. A. H. (1998). Evidence for partial melt at the core–mantle boundary north of Tonga

- from the strong scattering of seismic waves. *Nature*, 391(6668):682–685.
- Wang, T., Song, X., and Xia, H. H. (2015). Equatorial anisotropy in the inner part of Earth’s inner core from autocorrelation of earthquake coda. *Nature Geosci*, 8(3):224–227.
- Waszek, L. and Deuss, A. (2015). Anomalously strong observations of PKiKP/PcP amplitude ratios on a global scale. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(7):5175–5190.
- Wen, L. (2006). Localized Temporal Change of the Earth’s Inner Core Boundary. *Science*, 314(5801):967–970.
- Wen, L. and Niu, F. (2002). Seismic velocity and attenuation structures in the top of the Earth’s inner core. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 107(B11):ESE—2.
- Wessel, P. and Smith, W. H. (1991). Generic mapping tools. *EOS*, 72:441.
- Wu, W., Ni, S., and Shen, Z. (2014). Constraining the short scale core–mantle boundary topography beneath Kenai Peninsula (Alaska) with amplitudes of core-reflected PcP wave. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 236:60–68.
- Wysession, M. E., Langenhorst, A., Fouch, M. J., Fischer, K. M., Al-Eqabi, G. I., Shore, P. J., and Clarke, T. J. (1999). Lateral variations in compressional/shear velocities at the base of the mantle. *Science*, 284(5411):120–125.
- Xu, Y. and Koper, K. D. (2009). Detection of a ulvz at the base of the mantle beneath the northwest pacific. *Geophysical Research Letters*, 36(17).
- Zhang, J., Song, X., Li, Y., Richards, P. G., Sun, X., and Waldhauser, F. (2005). Inner core differential motion confirmed by earthquake waveform doublets. *Science*, 309(5739):1357–1360.

待发表文章目录

龙鑫, 艾印双. 基于全球小口径地震台阵的 PcP 和 PKiKP 震相研究. 地球物理学进展, 2016, 已录用.