

崔冉,周元泽,苏慧,等. 2024. 东天山幔过渡带及660km间断面P波速度结构及其对岩石圈拆沉的启示. 中国地震, 40(4):752~765.

东天山幔过渡带及660km间断面P波速度结构及其对岩石圈拆沉的启示

崔冉^{1,2)} 周元泽²⁾ 苏慧²⁾ 崔清辉³⁾

1) 中国地震台网中心, 北京 100045

2) 中国科学院大学地球与行星科学学院, 中国科学院计算地球动力学重点实验室, 北京 100049

3) 中国地震局地震预测研究所, 地震预测重点实验室, 北京 100036

摘要 天山作为重要的活跃陆内造山带之一, 具有特殊的地貌特征和复杂的形成与再活化过程。幔过渡带内的速度异常结构以及间断面的起伏形态, 可为理解天山深部动力学过程提供重要参考。但受到前期台站覆盖的限制, 对东天山速度结构的研究仍存在不足。本文利用蒙古中部流动地震台站的地震波形资料, 通过三重震相波形拟合方法, 获得了伊犁盆地东部和东天山中西部地区下方幔过渡带及660km间断面附近的P波速度结构。研究表明, 在东天山中部幔过渡带内局部存在高速异常结构, 该高速异常结构的速度值随深度增加而逐渐变大, 在幔过渡带底部, 高速异常值达到1%; 660km间断面为尖锐速度界面, P波速度跃变量为4.61%~5.78%, 下沉深度为5~15km, 由西向东下沉深度呈现增大的趋势。结合前人研究成果, 推断东天山幔过渡带内的高速异常结构可能是天山岩石圈的拆沉物质或断裂的岩石圈物质由于自身重力作用而下沉进入幔过渡带内所导致; 此外, 由于东天山中部660km间断面上方存在高速异常结构, 低温异常也会使得660km间断面的下沉深度增大。本研究结果为东天山岩石圈拆沉, 或天山两侧盆地岩石圈的双向俯冲引发岩石圈断裂等动力学模式提供了新的地震学证据, 对理解东天山动力学过程提供了信息。

关键词: 东天山 P波三重震相 高速异常结构 660km间断面 岩石圈拆沉

[文章编号] 1001-4683(2024)04-0752-14 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

天山作为世界上最活跃、最典型的陆内造山带之一, 东西延伸约2500km, 南北宽度达300~500km (Windley et al, 1990; Xiao et al, 2004; Charvet et al, 2011; Burtman, 2015)。天山造山带由一系列EW走向的平行山脉和山间盆地组成, 西端受到帕米尔高原北向挤入, 南北方向夹持于哈萨克地盾、伊犁盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地等多个刚性块体之间, 东段延伸至蒙古西南部 (Burtman, 1975; Windley et al, 1990; Xiao et al, 2004)。一些学者根据天山造

[收稿日期] 2024-04-20 [修定日期] 2024-06-25

[项目类别] 国家自然科学基金面上项目(42074103, 42474135)资助

[作者简介] 崔冉, 女, 1995年生, 助理研究员, 主要从事地球内部结构及地震波传播方面的研究工作。

E-mail: cuiran@seis.ac.cn

山带走向的地理位置特征,以塔拉斯—费尔干纳断裂(Talas-Fergana fault)和地理经度 80°E 将其划分为西天山、中天山和东天山(Windley et al,1990; Bullen et al,2001; Charvet et al,2011; Lei,2011; Lü et al,2019; Tang et al,2022)。天山造山带形成于古生代,在古亚洲洋闭合以及大陆碰撞等构造活动之后开始第一阶段的造山运动;中生代晚期进入构造平静期;新生代以来,在欧亚板块碰撞的远端效应的影响下发生活化、隆升,进行第二阶段的造山运动(Xiao et al,2004; Windley et al,2007; Zubovich et al,2010; Charvet et al,2011)。

天山造山带复杂的区域构造演化过程和浅表的地形地势特征,意味着天山下方存在相对复杂的地下结构。前人通过不同的地震成像方法探测到天山下方壳幔内存在不同尺度的速度异常结构,并且这些速度异常结构的分布与天山造山带的构造特征以及动力学过程存在一定联系。一方面,对于地震学上观测到的低速异常结构,可能与上升的小地幔柱(Friederich,2003; Vinnik et al,2004; Lei et al,2007)或小尺度地幔对流(Roecker et al,1993; Liu et al,2007; Omuralieva et al,2009; Tian et al,2010)有关,也可能是软流圈热物质上涌加热岩石圈,导致岩石圈局部温度升高,形成部分熔融物质(Lei et al,2007; Cui et al,2023b; Li et al,2023);另一方面,天山下方上地幔内倾斜的高速异常结构,通常被认为是天山两侧块体俯冲的岩石圈结构(Xu et al,2002; He et al,2018; Lü et al,2019; Tang et al,2022; Sun et al,2022; Hapaer et al,2022);位于中天山下方上地幔内的局部高速异常结构,可能是天山南北两侧地块的岩石圈双向俯冲、碰撞形成的岩石圈断裂物质,或是天山岩石圈增厚、拆沉的山根(Lei et al,2007; Lei,2011; Yu et al,2017b; Kosarev et al,2018)。

以410km和660km为上下边界的地幔过渡带,在地幔对流和构造演化过程中起到了重要作用。而间断面的起伏形态是对地幔过渡带的物质成分和温度异常的一种响应。其中,地幔过渡带底部660km间断面的形成,普遍认为是在约24GPa压力下,林伍德石(γ 相橄榄石,ringwoodite)向布里奇曼石(bridgmanite)和铁方镁石(ferropericlasite)相变的结果,并且该相变过程为吸热反应(Ito et al,1989; Frost,2008)。高温高压实验结果显示,660km附近橄榄石相变的克拉伯龙斜率为负值($\partial(P)/\partial T < 0$)(Fei et al,2004; Litasov et al,2005; Akaogi et al,2008)。因此,当地幔过渡带内存在低温异常结构时,例如板块俯冲区域、地幔过渡带底部存在高速异常结构,660km间断面的深度通常会变深(Ito et al,1989; Cui et al,2023a)。

由于地震波形携带丰富的地球内部结构信息,因此常用于解译地球内部复杂结构形态。近年来,通过层析成像、接收函数等地震学探测手段对天山造山带及邻区壳幔速度结构已取得一定的成果与认识(Liu et al,2007; Omuralieva et al,2009; Tian et al,2010; Lü et al,2019; 孔祥艳等,2021; Tang et al,2022; Sun et al,2022; Hapaer et al,2022; Cui et al,2023b)。Xu等(2002)发现在中天山地幔100~170km深度存在低速异常结构,而在200~300km深度存在高速异常结构。Lei等(2007)观测到中天山下方150~200km深度存在速度降约-5%的明显低速异常结构,且该低速异常下方存在深至地幔过渡带的窄柱状高速异常体。郭颺等(2006)探测到准噶尔—东天山北部的高速异常结构向下延伸至300km深度。Liu等(2022)利用接收函数方法观测到东天山下方的地幔转换区(Mantle Transition Zone,MTZ)出现增厚现象,这可能与天山两侧块体俯冲的岩石圈发生碰撞、断裂或岩石圈拆沉过程有关。Tian等(2010)基于天山中部MTZ的形态变化特征,推测天山岩石圈增厚并发生拆沉,且岩石圈拆沉物质已下沉至MTZ底部。

地球动力学数值模拟结果显示,天山周围块体的岩石圈俯冲到天山下方(Huangfu et al, 2021)。目前对于东天山两侧盆地岩石圈的俯冲机制提出了两种假说:①东天山下地壳和(或)上地幔岩石圈根的拆沉假说(Xu et al, 2002; He et al, 2018);②由双向俯冲作用导致的岩石圈断裂假说(Lei et al, 2007; Liu et al, 2007)。研究者们认为天山下方观测到的高速异常体可能是天山两侧块体的岩石圈俯冲、碰撞、断裂而脱离的岩石圈物质,也可能是天山岩石圈增厚后拆沉的山根(Xu et al, 2002; Lei et al, 2007; Lei, 2011; Yu et al, 2017b; Kosarev et al, 2018)。

然而,因天山造山带固定地震台站分布稀疏且不均,这些研究区域大多数集中在西天山和中天山,对于东天山下方结构的探测尚且不足,尤其是深部地幔过渡带速度结构仍有待研究。天山下方岩石圈的拆沉物质是否进入并堆积在地幔过渡带内,也尚未得到证实。

本文选用兴都库什—帕米尔地区的一个中深源地震事件,利用蒙古中部地震台网记录到的宽频带地震波形数据,通过三重震相波形拟合方法,探测东天山地幔过渡带内速度异常结构及660km间断面附近的P波速度结构,探究速度异常结构的形成机制以及其与天山动力学过程之间的关系。

1 数据和方法

1.1 数据收集与处理

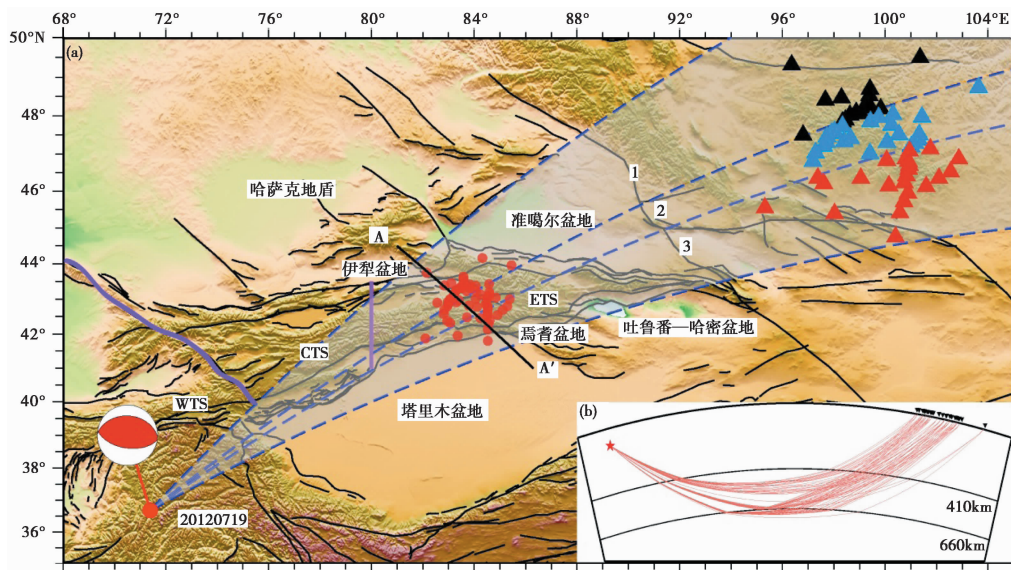
2012—2014年期间,蒙古中部布设了72个流动宽频带地震观测台站(International Federation of Digital Seismograph Networks, FDSN)。这些地震台站的布设,结合兴都库什—帕米尔地区的中深源地震事件,使得P波射线拐点的地表投影位于东天山中部,为研究东天山下方地幔过渡带速度结构提供了较好的观测条件(图1)。为更好地观测三重震相特征,选取震中距覆盖范围在 $10^{\circ} \sim 30^{\circ}$ 之间的台站。由于震源深度深可以减少浅层结构带来的影响,挑选矩震级大于5.0级的中深源地震事件。事件的震源参数选自美国地质调查局(U.S. Geological Survey, USGS)的国家地震信息中心目录(National Earthquake Information Center, NEIC),震源机制解来自全球质心矩张量解GCMT(Global Centroid-Moment-Tensor)^①(Dziewonski et al, 1981),震源参数见表1。

从IRIS官网^②下载并截取P波理论到时前10s至后60s的宽频带地震波形数据资料,然后对这些数据进行预处理。首先,利用SAC(Seismic Analysis Code)(Helffrich et al, 2013)对原始地震波形资料进行去均值、去线性趋势和消除波形尖锐噪声等;之后进行去仪器响应处理,并将速度记录转化为位移记录;其次,进行0.1~0.5Hz的带通滤波处理以提高信噪比;最后,通过Crazyseismic软件(Yu et al, 2017a)进行人工波形筛选,去除信噪比小于5.0和地震记录异常的波形。

本文将研究区域剖分为三个子区域(图1),从而减小地震事件和接收台站之间方位角的变化范围,降低了深部横向不均匀性对地震波射线传播的影响(张瑞青等, 2011),更有利于近似地将剖面内结构简化为二维速度模型,以便有效降低波形模拟的计算成本。

^① <http://www.globalemt.org/>

^② <http://www.iris.edu/>



注: 图(a)中紫色粗线将天山划分为西天山(Western Tianshan, WTS)、中天山(Central Tianshan, CTS)和东天山(Eastern Tianshan, ETS); 虚线代表地震剖面; 三角形代表地震台站分布情况; 红点为P波拐点的地表投影; AA'黑线为研究区域对应的层析成像剖面; 数字1~3表示研究区域的三个剖面。图(b)为剖面2对应的地震射线路径图, 其中红色五角星代表震源位置, 黑色倒三角为台站分布情况。

图1 本文所用地震事件位置和台站分布

表1 地震事件震源参数

事件	日期 (年-月-日)	时间 (时:分:秒)	深度 /km	纬度 /(°N)	经度 /(°E)	走向/倾角/滑动角 /(°)	M_w
Ev. 1	2012-07-19	07:36:35.39	100.6	37.23	71.37	273/36/85	5.6

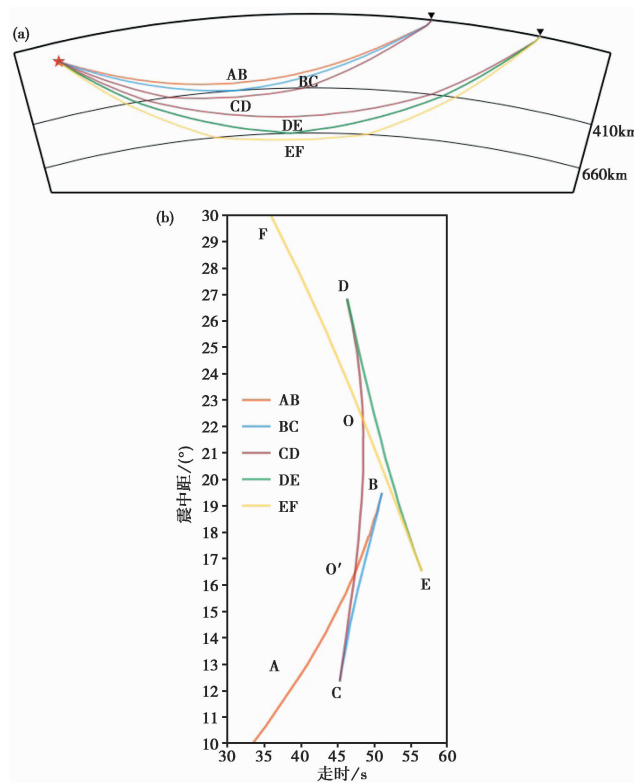
注: 震源深度引自ISC。

1.2 三重震相方法及正演测试

当区域地震波(10°~30°)穿过地幔过渡带时,受到410km和660km两个间断面以及地幔过渡带速度梯度的影响,产生三重震相。在走时曲线图中(图2),AB和CD分别为410km和660km上方的回折波;BC和DE分别为410km和660km间断面处的反射波;CD和EF分别为穿过410km和660km间断面的回折波。

三重震相方法的优点是无需大量的地震事件,利用同一地震事件便可探测地震波射线拐点附近的结构,消除来自震源附近以及台站附近速度结构带来的影响;利用震相的相对到时信息,在一定程度上可以减少震源的不确定性,例如震源深度、震源机制的误差等;同时也可以减少对三维速度模型的依赖性。由于同一台站记录到的相邻震相,其射线路径在近源区和近台站区穿过的结构相似,而在射线拐点附近采样的结构出现明显差异。因此,利用相邻震相之间的到时差、振幅特征以及震相随震中距的系统性变化规律,可以有效获取地幔过渡带附近的精细速度结构和间断面的起伏形态(张瑞青等,2011; 睦怡等,2015)。

本文利用反射率方法得到理论地震图(Wang, 1999); 根据Taup(Buland等,1983)计算速度模型对应的理论走时和地震射线路径。计算理论波形与观测波形的互相关系数,根据



注：参考模型选用 IASP91 模型 (Kennett et al, 1991)。

图 2 410km 和 660km 附近的 P 波三重震相射线路径 (a) 及走时曲线 (b)

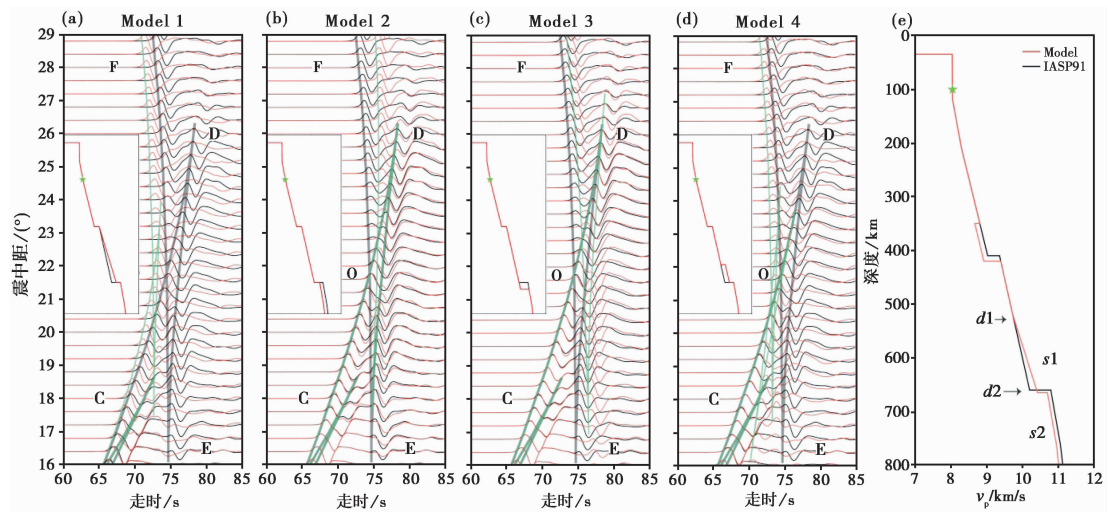
互相关系数最大值,并结合波形拟合的实际效果,确定最佳速度结构模型。

为探究地震波对地幔过渡带及 660km 间断面附近速度的响应情况,基于 IASP91 模型 (Kennett et al, 1991),改变 660km 间断面附近的速度结构,构建四个扰动模型(图 3):

(1)模型 M1:660km 间断面上方存在高速异常结构,其速度从 410km 深度逐渐增大,速度异常值(扰动值)在 660km 处达到最大,为 3%,间断面速度跃变量减小。与 IASP91 理论波形相比,M1 理论波形整体提前,CD 和 EF 交叉点 O 的震中距从 22°减小到 21.5°。一个明显的特征是 CD 和 EF 震相的相对到时差减小,当震中距大于 22.8°时,出现“窄 DOF”现象。另一个显著特征是 D 点消失的震中距减小,CD 分支显著缩短。

(2)模型 M2:660km 间断面下方存在速度异常值为-3%的低速异常结构,间断面速度跃变量减小。相较于 IASP91 理论波形,M2 理论波形中仅有 EF 分支滞后,其他分支到时均不变。E 点消失的震中距减小,而 D 点消失的震中距不变;ED 分支缩短,而 CD 分支长度未发生变化。在震中距大于交叉点 O 时,CD 和 EF 震相的相对到时差减小,也出现了“窄 DOF”现象。这说明 EF 分支对于 660km 间断面下方的速度结构变化较为敏感。但相较于间断面上方存在高速异常结构也会出现类似的“窄 DOF”现象,间断面下方存在低速异常结构并不会使 CD 分支发生明显缩短。

(3)模型 M3:660km 间断面深度下沉至 690km。随着 660km 间断面下沉,交叉点 O 震中距增大。CD 震相到时不变,而 EF 和 DE 震相到时均延迟。D 点消失的震中距增大,CD



注: 图(a)~(d)中的红色线和黑色线分别表示模型 M1~M4 与 IASP91 模型的理论波形。图(e)中黑色线和红色线分别代表 IASP91 和基于 TSTB-B 测试模型的 P 波速度; d_1 为高速异常结构的起始深度, d_2 为 660km 间断面深度, s_1 为高速异常结构的速度值, s_2 为 660km 间断面下方速度异常值; 绿色五角星为震源深度位置。

图 3 IASP91 的 P 波速度模型及地震波形

分支变长。震中距大于交叉点 O 时, CD 和 EF 震相的相对到时差明显减小, 出现“窄 DOF”现象。震中距小于交叉点 O 时, CD 和 EF 震相的相对到时差明显增大, 出现“宽 COE”现象。

(4)模型 M4: 660km 间断面上方存在厚 90km 的高速异常结构, 速度异常值为 3%, 并且高速异常结构的上界面为速度跃变面。由于出现新的速度间断面, 模型 M4 对应的理论波形随之出现新的三重震相现象。D 点消失的震中距减小, CD 和 DE 分支均缩短, 但 CD 分支斜率不变。

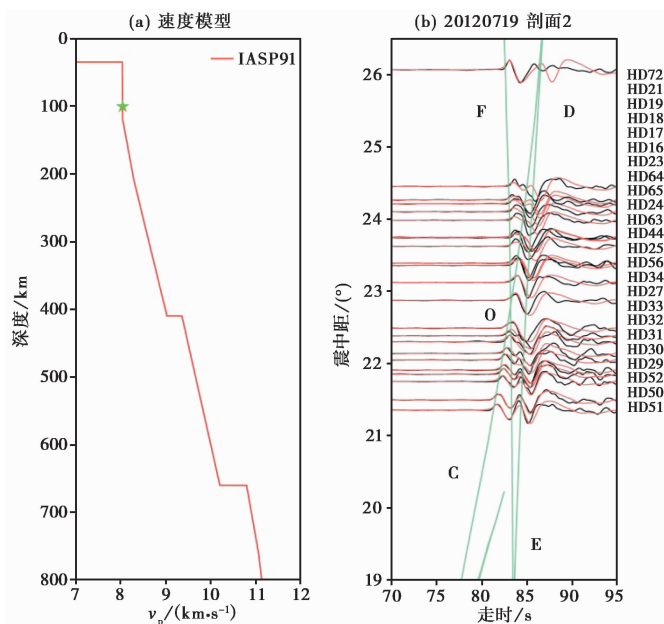
1.3 观测波形分析

台站记录的地震波形数据分布集中在震中距 $20^\circ \sim 27^\circ$ 范围内, 因此 P 波射线拐点主要位于伊犁盆地东部、东天山西部及中部地区下方, 采样深度范围在 458~755km 之间(图 1), 故可以有效探测研究区域下方地幔过渡带及 660km 间断面附近的的结构。将观测波形与 IASP91 理论波形进行对比, 分析三重震相波形变化特征以及 660km 间断面附近可能存在的速度结构。以剖面 2 为例(图 4), 对其三重震相特征分析如下:

(1) 观测波形的 CD 和 EF 分支在震中距约 23.2° 处交叉于点 O, 并且交叉点 O 的震中距位置大于 IASP91 理论值 22.8° , 表明 660km 间断面下沉和(或)660km 上方存在高速异常结构;

(2) 相较于 IASP91 理论走时曲线而言, 观测波形的 CD 分支随震中距的增大, 斜率逐渐增大, 到时提前; CD 分支缩短, D 点消失的震中距减小。观测波形的 CD 和 EF 震相的相对到时差比理论值明显减小, 表明 660km 间断面上方存在高速异常结构;

(3) EF 分支的斜率增大, 并且 EF 分支随着震中距的增大, 到时延迟。当震中距大于交叉于点 O 时, CD 和 EF 震相的到时差相较于理论值减小, 即表现为“窄 DOF”; 当震中距小于交叉于点 O 时, CD 和 EF 震相的到时差相较于理论值略微增大, 但“宽 COE”现象并不明显, 这可能与 660km 间断面下沉和(或)660km 间断面速度跃变量减小有关。



注：图(a)中红色线表示 IASP91 模型 P 波速度,绿色五角星表示震源深度位置;图(b)为地震事件剖面 2 对应的地震波形,红色线和黑色线分别表示 IASP91 模型理论波形和实际观测波形,绿色线表示由 IASP91 模型计算得到的 P 波走时曲线。

图 4 IASP91 的 P 波速度模型及剖面 2 的地震波形

1.4 波形拟合

为了消除 410km 间断面附近速度结构带来的影响,本文选用具有研究区域 410km 间断面附近速度结构特征的 TSTB-B 模型(高雅健等,2017)作为初始模型,基于初始模型,调整模型参数后得到不同的速度结构模型。如图 3(e)所示,模型参数 $d1$ (420~600km) 表示 660km 上方高速异常结构的起始深度, $d2$ (660~760km) 表示 660km 间断面的深度, $s1$ (0%~3%) 表示高速异常结构最大速度异常扰动量, $s2$ (0~-3%) 表示 660km 下方的速度异常值。

波形拟合方法通过调整速度结构模型,计算相应模型的理论波形,并将其与观测波形进行对比,将两者拟合度最优的速度结构模型作为相应子区域最佳波速结构(Sun et al, 2009; Chu et al, 2012; Zhan et al, 2014; 睦怡等, 2015; Li et al, 2022)。本文利用理论波形与观测波形的互相关系数(Cross-correlation, CC)来评价两者的拟合度,从而获得最佳速度模型。互相关系数的计算如下式(Rodgers et al, 1988)

$$syn_{iave} = \frac{1}{m} \sum_{l=1}^m syn_i(t_l) \tag{1}$$

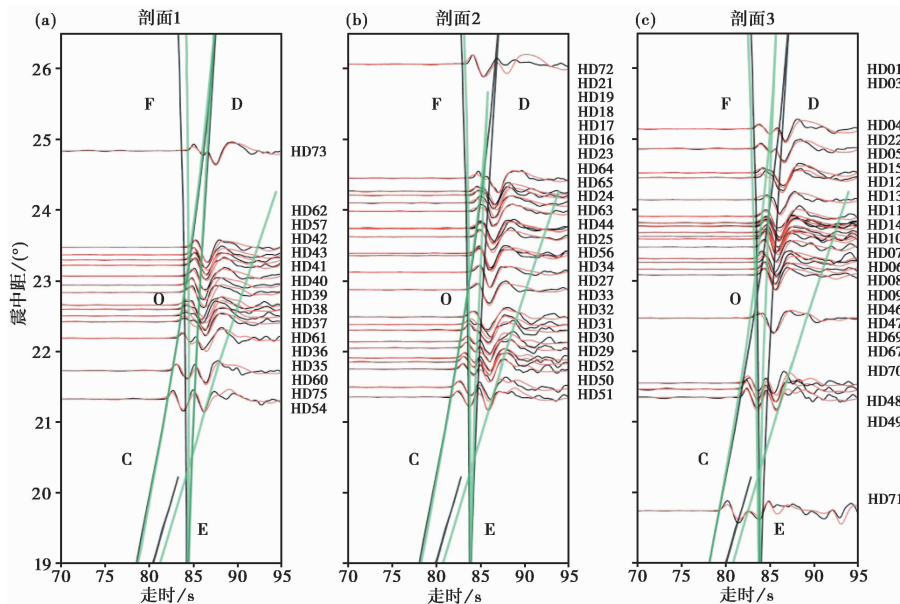
$$obs_{iave} = \frac{1}{m} \sum_{l=1}^m obs_i(t_l) \tag{2}$$

$$CC = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{\sum_{l=1}^m [syn_i(t_l) - syn_{iave}] [obs_i(t_l) - obs_{iave}]}{\sqrt{\sum_{l=1}^m [syn_i(t_l) - syn_{iave}]^2} \sqrt{\sum_{l=1}^m [obs_i(t_l) - obs_{iave}]^2}} \tag{3}$$

其中, $syn_i(t_l)$ 和 $obs_i(t_l)$ 分别表示理论地震波和观测地震波在时刻 t_l 第 i 点的振幅; syn_{iave} 和 obs_{iave} 分别为在所选时间窗 ($l = 1, \dots, m$) 中, $syn_i(t_l)$ 和 $obs_i(t_l)$ 的平均值; n 表示地震记录的道数。

2 计算结果

通过波形拟合方法计算得到 3 个剖面的波形互相关系数 (CC) 最大值分别为 0.932、0.949 和 0.936, 由此获取剖面相应的最佳速度结构。剖面 1 (图 5(a)) 的最佳速度结构显示, 在伊犁盆地东部和东天山西部的交界处下方, 地幔过渡带内未观测到速度异常结构; 660km 间断面下沉至 665km, 且在间断面下方存在 -1% 的低速异常结构。剖面 2 (图 5(b)) 的结果显示, 在地幔过渡带内, 从深度 580km 开始出现高速异常结构, 其速度异常值随着深度增加而逐渐增大, 在地幔过渡带底部达到最大 (1%); 660km 间断面下沉至 670km, 且在间断面下方存在 -0.5% 的低速异常结构。剖面 3 (图 5(c)) 的结果显示, 地幔过渡带内存在高速异常结构, 其速度值从 420km 向深部逐渐增加, 在地幔过渡带底部达到最大 (1%); 660km 间断面下沉至 675km, 间断面下方不存在速度异常结构。



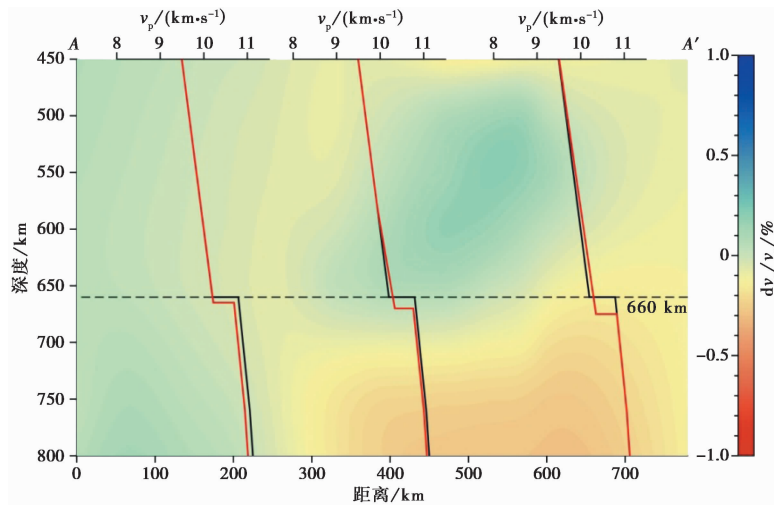
注: 黑色和红色波形分别为观测波形和最佳 P 波速度模型对应的理论波形, 绿色和黑色线分别为最佳 P 波速度模型与 IASP91 模型对应的走时曲线。

图 5 观测波形和理论波形对比

最佳速度模型理论波形与观测波形对比结果显示, 理论波形振幅大小、相邻震相的到时差与观测波形拟合较好 (图 5)。例如剖面 2 中的台站 HD21 (图 5(b)), 其观测波形与最佳速度模型的理论波形之间的互相关系数为 0.976, 而与 IASP91 理论波形的互相关系数为 0.563。并且, 最佳模型的理论波形 CD 和 EF 震相的到时差 (0.9s) 与观测值 (0.8s) 相接近, 而 IASP91 模型的到时差约为 1.6s。

从全球 P 波层析成像模型 PRI-P05 (Montelli et al, 2006) 中截取了研究区域对应的剖面

数据(图1中AA')。层析成像结果显示,东天山地幔过渡带内局部存在高速异常结构,且该高速异常结构底部深度大于660km,这也与本文结果相一致(图6)。但相较于层析成像结果,本研究探测到的高速异常结构展布较大,在研究剖面2和剖面3内均观测到类似现象,并且高速异常结构呈现横向非均质性特征。



注:背景层析成像模型选自 Montelli 等(2006);剖面 AA'位置见图1。

图6 各剖面P波速度结构

综上,在伊犁盆地东部和东天山西部交界处,地幔过渡带内未观测到明显的高速异常结构;而在东天山中部地幔过渡带内,局部存在高速异常结构。660km 间断面为尖锐速度界面,间断面的P波速度跃变量为4.61%~5.78%,小于IASP91模型的理论值(约5.8%);660km 间断面下沉深度为5~15km,由西向东下沉深度呈现增大的趋势。

3 讨论

基于三重震相波形变化特征,并与前人的研究结果进行对比,从地幔过渡带以及660km 间断面速度结构两个方面对结果进行讨论。进而结合地质学、地球化学等研究成果,探究东天山地幔过渡带内高速异常结构的形成原因,以及与之有关的东天山动力学过程。

3.1 地幔过渡带内高速异常结构

层析成像结果显示,东天山上地幔内不同深度存在高速异常结构(Xu et al, 2002; Lü et al, 2019)。但由于层析成像纵向分辨率有限,东天山下高速异常结构的探测深度不超过400km,对于地幔过渡带深部速度结构的约束力较弱。本研究通过三重震相波形拟合,可以较好地约束东天山下地幔过渡带及660km 附近的的结构特征。

天山下方的速度异常结构分布特征与天山的形成、演化和动力学过程密切相关(Chen et al, 1997; Lei et al, 2007; Zubovich et al, 2010; Kosarev et al, 2018)。通过地震学方法探测到天山下的高速异常结构,一般认为是天山两侧块体俯冲的岩石圈结构,或是天山岩石圈的拆沉物质(Chen et al, 1997; Xu et al, 2002; Lei et al, 2007; Tian et al, 2010)。Lei 等(2007)认为,这些从上地幔延伸到地幔过渡带内的高速异常结构,可能表征了塔里木盆地岩

石圈和哈萨克地盾岩石圈俯冲到天山下方;岩石圈增厚并发生拆沉,由于拆沉物质自身重力下沉,进入地幔过渡带深部。Tian等(2010)根据地幔过渡带间断面的起伏形态,推测增厚的岩石圈发生拆沉,并进入到地幔过渡带内。此外,Chen等(2007)在青藏高原中部的地幔过渡带也观测到了类似的现象,发现在地幔过渡带底部存在高速异常结构,并推测藏中岩石圈的拆沉物质下沉到地幔过渡带底部,导致地幔过渡带底部的低温异常达200~300K。

天山地区大量的地质和地球化学资料(如A型花岗岩和高镁埃达克岩)也为天山岩石圈拆沉、软流圈热物质上涌现象提供了可靠的证据(Long et al, 2011; Li et al, 2019; Sun et al, 2021)。Li等(2019)基于不同地球化学特征的埃达克岩,为天山造山带榴辉岩化作用引发下地壳拆沉现象提供了有力证据。根据地球化学资料 and 同位素研究结果, Sun等(2021)也推测由于下地壳和岩石圈的拆沉,引发了石炭世—早二叠世期间形成连续的岩浆作用。

综上,推测东天山下方可能发生岩石圈拆沉,或天山两侧盆地岩石圈的双向俯冲、碰撞引发岩石圈断裂,这两个过程均会引起岩石圈物质或岩石圈的拆沉物质由于自身重力作用进入地幔过渡带内,形成本研究探测到的高速异常结构。

3.2 660km 间断面速度结构特征

本文研究结果显示,在伊犁盆地东部和东天山西部的交界处,660km 间断面下沉深度达到约665km,这与Liu等(2022)利用接收函数方法探测东天山间断面起伏形态相一致。然而在东天山中部的局部区域,Liu等(2022)得到的接收函数结果显示660km 间断面抬升约5km,而本文得到的660km 间断面发生明显下沉,下沉深度670~675km。东天山局部区域的间断面起伏差异可能与东天山地区台站分布较稀疏有关,观测资料欠缺降低了东天山局部小尺度范围内深部速度结构的探测精度。

660km 间断面周围的地幔温度影响其起伏形态。高温高压实验结果显示,660km 附近橄榄石相变的克拉伯龙斜率为负值($-3 \sim -0.4 \text{MPa/K}$) (Fei et al, 2004; Litasov et al, 2005; Akaogi et al, 2008)。结合地幔压力梯度参数(35MPa/km),导致东天山中部下方660km 间断面下沉10~15km,说明660km 间断面上方存在175~263K的低温异常。

通常认为地震波对于地下介质的温度较为敏感,将速度异常多数归因于温度变化。如果仅考虑温度变化对地幔过渡带速度结构的影响,本文观测到东天山中部地幔过渡带内的P波高速异常可能是过渡带内低温异常的表现(Chen et al, 2007)。而这种低温异常说明存在冷的物质进入地幔过渡带内,冷的物质密度大,由于其自身重力下沉到地幔过渡带底部。滞留在地幔过渡带底部的低温物质会降低660km 间断面附近的温度,导致660km 间断面下沉深度增大。

4 结论

本文利用蒙古中部流动宽频带地震台站的地震波形数据,通过三重震相波形拟和方法,获得了伊犁盆地东部和东天山中西部地区下方地幔过渡带及660km 间断面附近的P波速度精细结构。结果显示,在伊犁盆地东部和东天山西部交界处,地幔过渡带内未观测到明显速度异常结构;而在东天山中部地幔过渡带内存在高速异常结构。高速异常结构的速度值随深度呈梯度变化,在地幔过渡带底部,高速异常值达到1%。研究区内660km 间断面均发生

下沉,由于东天山中部的地幔过渡带内存在高速异常结构,使得 660km 间断面下沉深度(675km)大于伊犁盆地东部和东天山西部(665km)。

结合前人研究成果,认为可能是天山岩石圈的拆沉物质或岩石圈断裂物质由于自身重力作用,下沉进入地幔过渡带内,形成高速异常结构。并且,由于 660km 间断面上方存在高速异常结构,低温异常使得 660km 间断面下沉。本文研究结果为认识与理解东天山深部地球动力学作用提供了地震学信息。

致谢:感谢审稿专家为本文提出的建设性意见;感谢中国地震局地震预测研究所李国辉研究员为本研究工作提供的程序方法支持;文中图件主要采用 Generic Mapping Tools(Wessel et al,1998)绘制。

参考文献

- 高雅健,崔辉辉,周元泽. 2017. 中天山和塔里木盆地下方地幔转换带顶部 P 波速度结构探测. 地球物理学报, **60**(1): 98~111.
- 郭飏,刘启元,陈九辉,等. 2006. 中国境内天山陆地壳上地幔结构的地震层析成像. 地球物理学报, **49**(6):1693~1700.
- 孔祥艳,吴建平,刘靖. 2021. 利用背景噪声层析成像方法反演新疆天山及邻区 S 波速度结构. 中国地震, **37**(1):43~58.
- 睦怡,周元泽. 2015. 利用三重震相探测中国东部海域 410km 深度低速层. 地震学报, **37**(1):1~14.
- 张瑞青,吴庆举,李永华,等. 2011. 藏西北地幔过渡带地震波速度结构研究. 中国科学:地球科学, **41**(5):700~712.
- Akaogi M, Kojitani H, Morita T, et al. 2008. Low-temperature heat capacities, entropies and high-pressure phase relations of MgSiO₃ ilmenite and perovskite. *Phys Chem Miner*, **35**(5):287~297.
- Buland R, Chapman C H. 1983. The computation of seismic travel times. *Bull Seismol Soc Am*, **73**(5):1271~1302.
- Bullen M E, Burbank D W, Garver J I, et al. 2001. Late Cenozoic tectonic evolution of the northwestern Tien Shan: new age estimates for the initiation of mountain building. *GSA Bull*, **113**(12):1544~1559.
- Burtman V S. 1975. Structural geology of Variscan Tien Shan, USSR. *Am J Sci*, **275**-A:157~186.
- Burtman V S. 2015. Tectonics and geodynamics of the Tian Shan in the middle and late Paleozoic. *Geotectonics*, **49**(4):302~319.
- Charvet J, Shu L S, Laurent-Charvet S, et al. 2011. Palaeozoic tectonic evolution of the Tianshan belt, NW China. *Sci China Earth Sci*, **54**(2):166~184.
- Chen W P, Tseng T L. 2007. Small 660-km seismic discontinuity beneath Tibet implies resting ground for detached lithosphere. *J Geophys Res Solid Earth*, **112**(B5):B05309.
- Chen Y H, Roecker S W, Kosarev G L. 1997. Elevation of the 410km discontinuity beneath the central Tien Shan: evidence for a detached lithospheric root. *Geophys Res Lett*, **24**(12):1531~1534.
- Chu R S, Schmandt B, Helmberger D V. 2012. Juan de Fuca subduction zone from a mixture of tomography and waveform modeling. *J Geophys Res Solid Earth*, **117**(B3):B03304.
- Cui Q H, Zhou Y Z, Liu L J, et al. 2023a. The topography of the 660-km discontinuity beneath the Kuril-Kamchatka: implication for morphology and dynamics of the northwestern Pacific slab[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **602**:117967.
- Cui R, Cui Q H, Li G H, et al. 2023b. Low-velocity anomaly in the lithosphere of eastern Central Tianshan imaged with seismic waveform fitting. *Tectonophysics*, **846**:229677.
- Dziewonski A M, Chou T A, Woodhouse J H. 1981. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *J Geophys Res Solid Earth*, **86**(B4):2825~2852.
- Fei Y, Van Orman J, Li J, et al. 2004. Experimentally determined postspinel transformation boundary in Mg₂SiO₄ using MgO as an internal pressure standard and its geophysical implications. *J Geophys Res Solid Earth*, **109**(B2):B02305.
- Friederich W. 2003. The S-velocity structure of the East Asian mantle from inversion of shear and surface waveforms. *Geophys J Int*, **153**(1):88~102.
- Frost D J. 2008. The upper mantle and transition zone. *Elements*, **4**(3):171~176.
- Hapaer T, Tang Q Y, Sun W J, et al. 2022. Opposite facing dipping structure in the uppermost mantle beneath the central Tien Shan

- from Pn traveltimes tomography. *Int J Earth Sci*, **111**(8):2571~2584.
- He C S, Santosh M. 2018. Role of mantle dynamics in rebuilding the Tianshan Orogenic Belt in NW China: a seismic tomographic investigation. *J Geodyn*, **116**:37~46.
- Helffrich G, Wookey J, Bastow I. 2013. *The Seismic Analysis Code: A Primer and User's Guide*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Huangfu P P, Li Z H, Zhang K J, et al. 2021. India-Tarim lithospheric mantle collision beneath Western Tibet controls the Cenozoic building of Tian Shan. *Geophys Res Lett*, **48**(14):e2021GL094561.
- Ito E, Takahashi E. 1989. Postspinel transformations in the system Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4 and some geophysical implications. *J Geophys Res Solid Earth*, **94**(B8):10637~10646.
- Kennett B L N, Engdahl E R. 1991. Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophys J Int*, **105**(2):429~465.
- Kosarev G, Oreshin S, Vinnik L, et al. 2018. Mantle transition zone beneath the central Tien Shan: lithospheric delamination and mantle plumes. *Tectonophysics*, **723**:172~177.
- Lei J S. 2011. Seismic tomographic imaging of the crust and upper mantle under the central and western Tien Shan orogenic belt. *J Geophys Res Solid Earth*, **116**(B9):B09305.
- Lei J S, Zhao D P. 2007. Teleseismic P-wave tomography and the upper mantle structure of the central Tien Shan orogenic belt. *Phys Earth Planet Inter*, **162**(3~4):165~185.
- Li G H, Gao Y, Zhou Y Z, et al. 2022. A low-velocity layer atop the mantle transition zone beneath the western Central Asian Orogenic Belt: upper mantle melting induced by ancient slab subduction. *Earth Planet Sci Lett*, **578**:117287.
- Li N B, Niu H C, Yang W B, et al. 2019. Orogenic root delamination induced by eclogitization of thickened lower crust in the Chinese western Tianshan: constraints from adakites. *J Geophys Res Solid Earth*, **124**(11):11089~11104.
- Li Y H, Tang H H, Shi L. 2023. Constraining the crustal structure under the central and western Tian Shan based on teleseismic receiver functions and gravity anomalies. *Earthq Sci*, **36**(1):1~14.
- Litasov K D, Ohtani E, Sano A, et al. 2005. Wet subduction versus cold subduction. *Geophys Res Lett*, **32**(13):L13312.
- Liu D Y, Zhao L, Yuan H Y, et al. 2022. Receiver function mapping of the mantle transition zone beneath the Tian Shan orogenic belt. *J Geophys Res Solid Earth*, **127**(11):e2022JB024635.
- Liu J, Liu Q Y, Guo B, et al. 2007. Small-scale convection in the upper mantle beneath the Chinese Tian Shan mountains. *Phys Earth Planet Inter*, **163**(1~4):179~190.
- Long L L, Gao J, Klemd R, et al. 2011. Geochemical and geochronological studies of granitoid rocks from the western Tianshan Orogen: Implications for continental growth in the southwestern central Asian Orogenic Belt. *Lithos*, **126**(3~4):321~340.
- Lü Z Q, Gao H Y, Lei J S, et al. 2019. Crustal and upper mantle structure of the Tien Shan Orogenic Belt from full-wave ambient noise tomography. *J Geophys Res Sol Earth*, **124**(4):3987~4000.
- Montelli R, Nolet G, Dahlen F A, et al. 2006. A catalogue of deep mantle plumes: new results from finite-frequency tomography. *Geochem Geophys Geosyst*, **7**(11):Q11007.
- Omuralieva A, Nakajima J, Hasegawa A. 2009. Three-dimensional seismic velocity structure of the crust beneath the central Tien Shan, Kyrgyzstan: implications for large- and small-scale mountain building. *Tectonophysics*, **465**(1~4):30~44.
- Rodgers J L, Nicewander W A. 1988. Thirteen ways to look at the correlation coefficient. *Am Stat*, **42**(1):59~66.
- Roecker S W, Sabitova T M, Vinnik L P, et al. 1993. Three-dimensional elastic wave velocity structure of the western and central Tien Shan. *J Geophys Res*, **98**(B9):15779~15795.
- Sun D Y, Helmberger D, Ni S D, et al. 2009. Direct measures of lateral velocity variation in the deep earth. *J Geophys Res Solid Earth*, **114**(B5):B05303.
- Sun Q, Zhao X B, Xue C J, et al. 2021. Late carboniferous-early Permian mafic dikes and granitoids in the heart of the western Tianshan Orogen, NW China: implications for a tectonic transition from a *syn*-to post-collisional setting. *Lithos*, 400~401:106417.
- Sun W J, Ao S J, Tang Q Y, et al. 2022. Forced Cenozoic continental subduction of Tarim craton-like lithosphere below the Tianshan

- revealed by ambient noise tomography. *Geology*, **50**(12):1393~1397.
- Tang Q Y, Sun W J, Ao S J, et al. 2022. Strong lateral heterogeneities of upper mantle shear-wave structures beneath the central and eastern Tien Shan. *Int J Earth Sci*, **111**(8):2555~2569.
- Tian X B, Zhao D P, Zhang H S, et al. 2010. Mantle transition zone topography and structure beneath the central Tien Shan orogenic belt. *J Geophys Res Solid Earth*, **115**(B10):B10308.
- Vinnik L P, Reigber C, Aleshin I M, et al. 2004. Receiver function tomography of the central Tien Shan. *Earth Planet Sci Lett*, **225**(1~2):131~146.
- Wang R J. 1999. A simple orthonormalization method for stable and efficient computation of Green's functions. *Bull Seismol Soc Am*, **89**(3):733~741.
- Wessel P, Smith W H F. 1998. New, improved version of generic mapping tools released. *Eos Trans Am Geophys Union*, **79**(47):579~579.
- Windley B F, Alexeiev D, Xiao W J, et al. 2007. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt. *J Geol Soc*, **164**(1):31~47.
- Windley B F, Allen M B, Zhang C, et al. 1990. Paleozoic accretion and Cenozoic redeformation of the Chinese Tien Shan Range, central Asia. *Geology*, **18**(2):128~131.
- Xiao W J, Zhang L C, Qin K Z, et al. 2004. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the Eastern Tianshan (China): implications for the continental growth of Central Asia. *Am J Sci*, **304**(4):370~395.
- Xu Y, Liu F T, Liu J H, et al. 2002. Crust and upper mantle structure beneath western China from *P* wave travel time tomography. *J Geophys Res Solid Earth*, **107**(B10):2220.
- Yu C Q, Zheng Y C, Shang X F. 2017a. Crazyseismic: A MATLAB GUI-based software package for passive seismic data preprocessing. *Seismol Res Lett*, **88**(2A):410~415.
- Yu Y Q, Zhao D P, Lei J S. 2017b. Mantle transition zone discontinuities beneath the Tien Shan. *Geophys J Int*, **211**(1):80~92.
- Zhan Z W, Helmberger D V, Li D Z. 2014. Imaging subducted slab structure beneath the Sea of Okhotsk with teleseismic waveforms. *Phys Earth Planet Inter*, **232**:30~35.
- Zubovich A V, Wang X Q, Scherba Y G, et al. 2010. GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions. *Tectonics*, **29**(6):TC6014.

P-wave Velocity Structure of the Mantle Transition Zone and 660km Discontinuity Beneath the Eastern Tianshan and Its Implications for Lithosphere Delamination

Cui Ran^{1,2)}, Zhou Yuanze²⁾, Su Hui²⁾, Cui Qinghui³⁾

1) China Earthquake Networks Center, Beijing 100045, China

2) Key Laboratory of Computational Geodynamics, College of Earth and Planetary Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3) Key Laboratory of Earthquake Prediction, Institute of Earthquake Forecasting, China Earthquake Administration, Beijing 100036, China

Abstract The Tianshan, one of the most active intracontinental orogenic belts globally, exhibits distinct geomorphological features and complex formation and reactivation processes. The velocity anomaly structure of the mantle transition zone, along with characteristics of mantle discontinuities, provides valuable insight into the deep dynamic processes of the Tianshan. However, due to limited station coverage in previous studies, the velocity structure of the Eastern Tianshan remains insufficiently explored. Using seismic waveform data from a temporary broadband array in central Mongolia, we obtained P-wave velocity profiles near the 660km discontinuity beneath the eastern Ili Basin and the western and central Eastern Tianshan by analyzing triplicated waveforms. Our findings reveal a high-velocity anomaly (HVA) in the mantle transition zone beneath the central Eastern Tianshan, with velocity increasing progressively with depth, reaching a 1% increase at the base of the mantle transition zone. The 660km discontinuity is a sharp interface, with a P-wave velocity contrast of 4.61% ~ 5.78%. The discontinuity exhibits a depression of 5 ~ 15km, with an eastward increase in depth. These results suggest that lithospheric delamination or fracture material from the Tianshan is sinking into the mantle transition zone due to negative buoyancy, contributing to the observed HVA. Additionally, a low-temperature anomaly likely enhances the subsidence of the 660km discontinuity. Our findings provide new seismological evidence for lithospheric delamination or break-off beneath the Eastern Tianshan, offering valuable insights into the dynamic processes of this region.

Keywords: Eastern Tianshan; P-waveform triplication; High-velocity anomaly; 660km discontinuity; Lithosphere delamination