大陆深俯冲的深浅动力学响应: 来自帕米尔高原地壳精细结构的约束

李玮^{1,2}, 陈赟^{1,2*}, 谭萍³, 袁晓晖⁴

1. 中国科学院地质与地球物理研究所, 岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029;

2. 中国科学院地球科学研究院, 北京 100029;

3. 防灾科技学院, 三河 065201;

4. Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Potsdam 14473, Germany

* 通讯作者, E-mail: yunchen@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2019-09-24; 收修改稿日期: 2020-01-10; 接受日期: 2020-02-13; 网络版发表日期: 2020-03-31

国家重点研发计划重点专项项目(编号: 2016YFC0600402)、中国科学院战略性先导科技专项B类项目(编号: XDB18000000)、国家自然科学基金项目(批准号: 41804056、41904055、41374063)和中国博士后科学基金项目(编号: 2019M650034)资助

摘要 帕米尔高原位于青藏高原西构造结, 强烈的陆内中源地震活动指示帕米尔高原下方正发生着大陆深俯冲过程. 文章基于帕米尔高原现有流动地震台阵观测资料, 利用接收函数谐波分析和环境噪声方法, 在有效协调接收函数与面波频散分辨尺度的情况下, 通过接收函数和面波频散联合反演, 重建了横跨帕米尔高原到费尔干纳盆地等主要构造单元的壳幔二维S波速度结构. 通过与接收函数CCP叠加成像剖面之间的对比分析, 可靠地揭示了帕米尔高原中源地震分布、Moho面形态、上地幔和壳内低速异常分区/分层之间的空间配置关系, 不仅进一步证实了亚洲大陆下地壳在帕米尔高原下方与岩石圈地幔耦合在一起发生了深俯冲, 而且指示了深俯冲地壳物质的变质脱水反应在该区中源地震活动和壳内变形中起到的重要作用, 从而为认识和理解大陆深俯冲过程及其动力学响应提供了新的地震学制约.

关键词 帕米尔高原, 大陆深俯冲, 中源地震, 低速层, 接收函数, 环境噪声, 联合反演

1 引言

基于大陆漂移和海底扩张学说建立的板块构造理论, 是认识岩石圈演化的基本理论(McKenzie和Parker, 1967; Le Pichon, 1968), 它成功地解释了与大洋岩石圈相关的地球动力学问题, 但是对大陆岩石圈演化仍认识不足(Law等, 2010; 郑永飞等, 2015). 经典板块构造

理论认为, 大洋岩石圈的俯冲消亡及随后发生的大陆碰撞, 意味着板块构造旋回的终结, 而不再发生大规模的变质作用和岩浆活动. 20世纪80年代, 柯石英和金刚石等超高压(UHP)变质矿物在造山带中的相继发现, 指示低密度大陆也可以俯冲到地球深部上百公里深度, 从而引发了人们对于大陆深俯冲的讨论, 为板块构造理论“登陆”带来了革命性的影响(Chopin, 1984;

中文引用格式: 李玮, 陈赟, 谭萍, 袁晓晖. 2020. 大陆深俯冲的深浅动力学响应: 来自帕米尔高原地壳精细结构的约束. 中国科学: 地球科学, 50: 663–676, doi: 10.1360/SSTe-2019-0226

英文引用格式: Li W, Chen Y, Tan P, Yuan X. 2020. Geodynamic processes of the continental deep subduction: Constraints from the fine crustal structure beneath the Pamir plateau. Science China Earth Sciences, 63: 649–661, <https://doi.org/10.1007/s11430-019-9587-3>

Smith, 1984; 郑永飞等, 2009). UHP变质岩为研究大陆深俯冲过程提供了宝贵线索, 但由于它们经历了陆-陆碰撞后的复杂折返过程(郑永飞等, 2015), 俯冲带结构早已丧失, 其有限的时空分布制约了对大陆深俯冲过程的全面认识.

帕米尔高原位于青藏高原西构造结, 在印度-欧亚大陆持续汇聚过程中, 经历了比青藏高原主体更为强烈的挤压缩短. 在东西两侧大型走滑断裂的协调下, 相对青藏高原主体, 向北楔入了约500km(Burtman和Molnar, 1993; Yin和Harrison, 2000; 陈杰等, 2011). 青藏高原内部的震源深度一般集中于上地壳, 绝大多数为浅源地震, 局部发震深度较大, 但最大深度不超过90km(Chen和Yang, 2004; Liang等, 2008; Schulte-Pelkum等, 2019), 而帕米尔高原除存在大量浅源地震外, 还发育中源地震带, 最大深度达300km左右(图1a; Pegler和Das, 1998; Sippl等, 2013b). 近年来, 得益于在帕米尔高原开展的多期次流动地震台阵观测, 地震学研究揭示了帕米尔高原的岩石圈结构及应力分布特征(Schneider等, 2013; Sippl等, 2013a; Kufner等, 2016; Li等, 2018b), 地震成像结果显示印度、欧亚板块在帕米尔-兴都库什下方正发生着相向俯冲, 尤其是成带分布的中源地震, 更是直接指示该区正发生着陆内俯冲过程, 为剖析大陆深俯冲过程提供了宝贵的研究窗口. 与世界其他地区陆内中源地震带不同, 它们或多或少与大洋岩石圈俯冲有关(McKenzie等, 2019), 而帕米尔高原下方的中源地震是发生在被动俯冲的亚洲大陆一侧, 即完全由大陆深俯冲诱发, 也正因为如此, 使得帕米尔中源地震带研究独具特色却更具普适意义.

大陆深俯冲过程会引起俯冲板块自身及周围环境介质的组分、结构和状态等方面的系列响应. 因此, 精细刻画帕米尔高原壳幔结构特征, 构建深浅构造特征之间的空间关系, 是理解大陆深俯冲过程及其动力学响应的关键. S波速度依赖于介质的剪切模量, 对介质的温度、状态、流体活动等更为敏感, 能够为认识深浅动力学过程及效应提供关键制约. 环境噪声层析成像方法克服了地震事件分布不均、高频信号衰减等传统面波成像面临的问题, 能有效获取短-中周期(5~50s)面波频散信息(Shapiro等, 2005; Bensen等, 2007), 通过与体波接收函数的联合反演, 可以实现两类方法在S波速度和界面约束方面的优势互补, 从而可靠地重建地壳和上地幔顶部的速度结构(Julia等, 2000). 然而, 由

于体波和面波在形成机理、传播方式上的差异, 接收函数与面波频散联合反演面临着信息来源、分辨尺度的不匹配问题. 为此, 本文基于帕米尔高原及邻区高分辨率环境噪声层析成像结果(Li等, 2018a), 以及横切帕米尔高原陆内俯冲带主体的关键剖面密集台阵资料, 通过接收函数谐波分析, 有效减小台站下方界面倾斜、介质各向异性的影响, 以获取与面波频散分辨尺度相协调的接收函数资料, 开展联合反演研究, 试图在属性参数、结构特征重建方面更为全面、精细, 进而探讨研究区深浅构造关系, 为认识大陆深俯冲过程及其效应提供可靠线索.

2 数据与方法

2008~2010年间, 德国地学研究中心(GFZ)在帕米尔高原布设了TIPAGE台网, 首次对帕米尔高原主体形成了良好的覆盖(Yuan等, 2008). 其中包括一条从费尔干纳盆地南缘延伸到南帕米尔的南北向剖面, 该剖面由24个宽频带地震台站组成, 台间距约15km(图1a). 本文以该剖面台站资料为基础, 同时收集临近剖面的TIPAGE台网所属5个台站, 以及GFZ在费尔干纳盆地、西南天山等地区布设的FERGHANA台网(Haberland等, 2011)所属8个台站的资料, 整体上形成横跨帕米尔高原主体、阿莱谷地、西天山、费尔干纳盆地等主要构造单元的宽频带地震探测剖面, 测线全长达520km(图1).

2.1 接收函数计算及质量控制

接收函数为台站下方介质对以近垂直入射到接收区的地震体波的脉冲响应, 是研究地壳上地幔结构的主要方法之一(Vinnik, 1977; Langston, 1979). 本文选取了地震震级 $M_s > 5.0$, 震中距范围为 $30^\circ \sim 90^\circ$ 的远震事件(图1a), 采用时间域迭代反褶积方法(Ligorria和Ammon, 1999)计算了P波接收函数. 为了兼顾后续波形反演的稳定性和分辨率, 以及转换波动校正对多次波波形的影响, 反演计算中高斯系数分别选用1.0和2.0, 时间范围为-5~15s. 转换波动校正的参考射线参数, 统一给定为 $p=6.4\text{ s }(^{\circ})^{-1}$, 以消除不同入射角和震中距造成的Ps转换震相到时和振幅的变化(Yuan等, 1997)(图2a和2d). 为了获取高质量的接收函数数据集, 本文按照Shen等(2013)提出的质量控制方法, 进行有效接收函

图 1 帕米尔高原区域构造及地震台站位置分布图

(a) 剖面位置和台站分布. 红色粗直线所示为本文剖面位置. 圆圈表示TIPAGE和FERGHANA台网台站位置, 蓝色和红色圆圈分别表示本文利用的TIPAGE和FERGHANA台网台站. 圆点表示地震位置, 颜色表示不同的震源深度(震源数据来自Sippl等, 2013b; Kufner等, 2017). 左上角插图为本利用的远震事件分布. 断层数据(黑线)来自Central Asia Fault Database(Mohadjer等, 2016), 缝合带(红线)和块体划分参考Burtman和Molnar (1993)和Schwab等(2004). ATS: 阿克巴依塔-塔尼玛斯缝合带; DF: 达瓦孜断裂; KKF: 喀喇昆仑断裂; KYTS: 喀什-叶城转换系; MPT: 主帕米尔逆冲断层; PFT: 帕米尔前缘逆冲推覆带; RPS: 鲁尚-普沙特缝合带; SS: 什约克缝合带; TFF: 塔拉斯-费尔干纳断裂. (b) Ps转换波在60km深度的穿透点位置. 圆圈对应台站位置, 十字对应穿透点位置, 其中红色圆点和红色十字对应台站MAD8, 蓝色圆点和蓝色十字对应台站P17

数挑选: (1) 剔除0时刻振幅超过阈值(即振幅值在0~1之外)的接收函数; (2) 将接收函数与实际垂向地震记录进行褶积运算, 获得理论地震记录, 比较其与实际地震记录的波形匹配程度, 剔除二者拟合欠佳(方差缩减<0.8)的接收函数; (3) 将同一台站的接收函数按反方位角单元(每30°划为一个单元)叠加, 获得单元平均接收函数, 剔除与相应单元平均接收函数差异大的接收函数(互相关系数<0.5). 如图2所示, 通过上述质量控制, 方位角覆盖较好(如台站MAD8, 图2a~2c)或较差的台站(如台站P17, 图2d~2f), 均可获得波形稳定可靠的接收函数数据集.

2.2 接收函数谐波分析及叠加

接收函数提取自相对高频的远震体波信号(>0.5Hz), 对应相应射线路径上的介质响应, 受界面倾斜、各向异性等影响明显(Jones和Phinney, 1998). 然

而, 背景噪声层析成像获得的面波频散, 其频带范围内的频率相对较低(<0.2Hz), 其横向分辨尺度与台间距、面波波长有关, 每个剖分节点对应的频散是剖分单元介质的整体平均响应. 为此, 本文利用谐波分析方法(Shen等, 2013), 提取每个台站不随反方位角变化的平均接收函数, 以获取与面波频散相协调的壳幔介质综合响应.

在各向同性介质中, 界面倾斜会导致Ps转换震相随反方位角呈现周期为 2π 的变化, 而对于方位各向异性介质, Ps转换震相的变化周期则为 π (Savage, 1998). 对于经接收函数质量控制后, 反方位角覆盖良好的台站, 本文利用不随反方位角变化、随反方位角呈现周期为 2π 和 π 变化的谐波函数来拟合 t 时刻的接收函数振幅变化 $H(\theta, t)$, 如下所示:

$$H(\theta, t) = A_0(t) + A_1(t)\sin[\theta + \theta_1(t)] + A_2(t)\sin[2\theta + \theta_2(t)], \quad (1)$$

图2 接收函数质量控制示例

(a) 台站MAD8按反方位角排列的所有接收函数; (b) 经振幅、波形匹配等两步质量控制后的接收函数; (c) 经振幅、波形匹配、单元平均接收函数互相关等三步质量控制后获得的有效接收函数; (d)~(f) 台站P17所有接收函数及经相应质量控制后的接收函数. 高斯系数均为1.0

式中, A_0 为不随反方位角变化的振幅大小, A_i 和 θ_i ($i=1, 2$)分别为随反方位角变化的谐波函数的振幅大小和初始相位. 可见, 不随反方位角变化的 $A_0(t)$, 对应台站下方水平层状各向同性结构的接收函数分量. 为了评价在地壳结构成像中 $A_0(t)$ 的横向分辨尺度, 本文基于IASP91模型(Kennett和Engdahl, 1991)计算了Ps转换波在60km深度处的穿透点位置(图1b). 结果显示, 这些穿透点以台站为中心呈近圆形分布, 直径约为 0.5° , 这与本文用于插值的Rayleigh面波相速度和群速度频散(网格节点大小为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$)在横向分辨尺度上基本匹配. 因此, 本文将 $A_0(t)$ 作为台站的平均接收函数, 用于与面

波频散的联合反演.

图3展示了台站MAD8的接收函数谐波分析结果, 可见 $H(\theta, t)$ 很好地拟合了实际接收函数 $R(\theta, t)$ 的主要震相变化. 本文利用 $H(\theta, t)$ 与 $R(\theta, t)$ 之间的标准差来评价平均接收函数 $A_0(t)$ 的误差大小 $D(t)$ (Shen等, 2013):

$$D(t) = \left(1/N \sum_{i=1}^N [R(\theta_i, t) - H(\theta_i, t)]^2 \right)^{1/2}, \quad (2)$$

式中, N 为经质量控制后的有效接收函数数量, θ_i 为事件 i 的反方位角.

由于受事件分布方位覆盖的非均匀、流动台站的观测时间和数据质量等因素限制, 部分台站记录到P波接收函数方位角覆盖稀疏且不均匀, 如台站P17的反方位角范围仅为 $0^\circ \sim 210^\circ$ (图2d~2f), 导致谐波分析方法不能很好地表征接收函数的真实周期性变化而不再适用. 因此, 为了压制方位角覆盖不均匀带来的权重影响, 对于方位覆盖较差的台站, 本文采用的策略是划分反方位角单元(每 30° 划为一个单元), 对同一单元内接收函数进行叠加后, 再将所有单元平均接收函数叠加获得最终的台站平均接收函数. 类似地, 本文计算了每个单元接收函数的标准差, 将其叠加后用于评价台站平均接收函数的误差大小.

图4a~4c分别显示了沿剖面各台站所处构造位置及高斯系数为1.0和2.0的平均接收函数. 可见, 沿剖面Pms震相连续可追踪, 且其到时存在明显的分区性, 在费尔干纳盆地下方Pms到时约为6s, 而在帕米尔高原下方延迟至8s左右.

2.3 Rayleigh波相速度和群速度频散

地震面波沿地球表面传播, 其主要特性是不同频率的面波, 可以穿透地球的不同深度, 并以不同的速率在介质中传播, 即面波具有频散特性(Stern和Wyses-sion, 2003). 因此, 面波频散包含了地球内部的介质信息, 是我们认识地壳上地幔结构的重要信息来源. 环境噪声层析成像方法, 通过台站间噪声信号的互相关, 提取经验格林函数来获取面波频散, 不仅突破了传统面波成像方法必须依赖地震事件的局限性, 而且克服了地震事件分布不均、高频信号衰减造成的浅层结构成像的障碍, 从而可以在地震台站分布较好的区域得到高分辨率的浅层结构(Shapiro等, 2005; Bensen等, 2007). Li等(2018a)利用帕米尔高原及邻区多期流动地

图3 接收函数谐波分析示例

台站MAD8经质量控制后的有效接收函数 R (高斯系数1.0)的谐波分析结果。(a) 不随反方位角变化的谐波分量 A_0 ; (b) 随反方位角呈 2π 周期变化的谐波分量 A_1 ; (c) 随反方位角呈 π 周期变化的谐波分量 A_2 ; (d) 三者的叠加结果 H ; (e) 实际接收函数 R 与叠加结果 H 之间的差异

震观测和固定台站资料, 通过环境噪声成像方法(网格尺度为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$)获取了该区Rayleigh波相速度和群速度分布. 本文在此基础上, 通过三次样条插值, 获得了沿剖面各台站位置的Rayleigh面波周期范围6~42s的相速度频散(图4d)和周期范围6~40s的群速度频散(图4e).

Rayleigh面波相速度频散呈现较好的规律性变化(图4d), 在30~40s周期, 盆地下方的相速度迅速增加到 3.8 km s^{-1} , 而高原下方的相速度仍低于 3.6 km s^{-1} , 反映了盆地与高原的地壳厚度存在明显差异. 群速度较相速度的敏感深度范围更浅, 更多地反映了地壳浅层结构的分层性和分区性(图4e), 在10~20s周期, 拥有较厚沉积层的费尔干纳盆地呈现明显低速, 而帕米尔高原却整体呈现高速特征. 值得注意的是, 在30~40s周期, 北、中帕米尔下方的群速度由 3.2 km s^{-1} 降低到 2.9 km s^{-1} , 而在对应的平均接收函数剖面中(图4b和4c), 该区存在可识别的连续负极性震相, 到时约为3~4s, 意味着在高原下方可能存在明显的壳内低速层.

2.4 接收函数与面波频散联合反演

本文基于CPS 3.30程序包(Herrmann, 2013), 利用迭代阻尼最小二乘法(Aki和Richards, 1980; Juliá等, 2000), 联合平均接收函数与Rayleigh面波群速度和相

速度频散, 反演获得了每个台站下方的S波速度结构. 本文给定的初始模型为地表到160km深度弹性半空间水平层状模型, 其中, 0~80km深度层厚设为2km, 80~120km深度层厚设为5km, 120~160km深度层厚设为10km. 为减少反演参数数量, 从而提高解的可靠性, 本文仅将模型的S波速度设为反演变量, 初始模型S波速度设定为 4.5 km s^{-1} , 而其他参数作以下关系设定: (1) 波速比 $V_p/V_s=1.73$; (2) 密度 ρ 和P波速度 V_p 遵循Nafe-Drake关系, $\rho=1.73+0.2V_p$ (Nafe和Drake, 1957); (3) 反演时每层介质的层厚不变.

反演过程中, 权重参数控制着接收函数与面波频散数据的权重分配, 阻尼系数控制着模型的光滑程度. 本文首先给定阻尼系数为10, 权重系数为1.0(此时, 仅利用面波频散数据而接收函数波形数据不参与反演), 进行迭代反演5次, 以获得一个光滑的背景速度结构作为下一步联合反演的初始模型; 然后, 减小阻尼系数到1, 设定权重系数为0.8和0.6, 增加接收函数波形的约束权重, 分别迭代5次, 逐步约束出界面信息; 最后, 阻尼系数减小到0.1, 设定权重系数为0.5(接收函数与面波频散数据权重相同), 迭代反演20次, 使得最后两次迭代获得的速度模型每层S波速度变化小于 0.01 km s^{-1} , 从而最终获得联合反演的最优解.

图4 沿剖面各台站的平均接收函数和Rayleigh面波频散

通过谐波分析和划分反方位角单元叠加, 获得各台站的平均接收函数, 其中(a)为台站位置及构造分区, (b)对应的高斯系数为1.0, (c)对应的高斯系数为2.0. 通过对环境噪声成像(Li等, 2018a)获得的Rayleigh面波相速度和群速度频散进行三次样条插值, 获得各台站Rayleigh波频散, 其中(d)对应相速度, (e)对应群速度

为了检验反演的稳定性, 本文将台站平均接收函数加入与误差 $D(t)$ 水平相当的随机噪声, 构建新的平均接收函数进行S波速度结构反演, 重复测试500次. 结果显示, 利用谐波分析和分方位角叠加获得的平均接收函数, 均能在反演中获得稳定的S波速度结构, 在120km以浅深度, 获得的500个模型的S波速度标准差小于平均S波速度的2%(图5).

3 地壳和上地幔顶部精细结构

通过接收函数与面波频散联合反演, 逐一获得每个台站下方的一维S波速度结构后, 即可通过插值获得剖面下方的二维S波速度结构(图6d). 为了进一步检验本文所利用的接收函数和频散资料对壳幔精细结构特征的联合约束能力, 我们聚焦大陆俯冲带的关键部

图5 接收函数与面波频散联合反演

(a) 台站MAD8的平均接收函数(蓝线)。黑线为误差范围, 灰线为向台站平均接收函数加入与误差水平相当的随机噪声后, 得到的用于测试反演稳定性的500个接收函数; (b) 基于台站MAD8的联合反演结果正演得到的接收函数与实际平均接收函数的拟合情况。红线表示基于联合反演结果正演得到的接收函数, 灰线表示稳定性测试中基于相应的反演结果正演得到的500个接收函数; (c) 基于台站MAD8的联合反演结果正演得到的面波频散与实际面波频散的拟合情况。蓝色圆圈和三角分别表示6~42s周期Rayleigh波相速度频散和6~40s周期Rayleigh波群速度频散, 红线表示基于联合反演结果正演得到的频散曲线, 灰线表示稳定性测试中基于相应的反演结果正演得到的500条频散曲线; (d) 台站MAD8的联合反演结果。蓝色虚线表示用于反演的初始模型, 红线表示联合反演获得的S波速度模型, 灰线表示稳定性测试获得的500个S波速度模型, 黑色短棒表示标准差大小。 (e)~(h) 台站P17的联合反演示例, 各图含义与(a)~(d)一致

位, 即中、北帕米尔地壳和上地幔内部出现多个低速区这一主要特征, 开展模型恢复能力测试(图7)。测试过程中, 模型参数化方案按2.4节所述构建输入理论模型(图7a), 该模型包括两个壳内低速层(5~25km, 35~55km)和一个地幔低速层(90~120km)。基于该模型, 我们分别采用波数积分法(Wave-number Integration Method)和振型叠加法(Modal Summation Method)(Wang和Herrmann, 1980; Herrmann, 2013)正演获得理论接收函数波形(图7b)和Rayleigh波相速度、群速度频散曲线(图7c)。在与2.4节所述联合反演所利用资料的特征参数(接收函数高斯系数为1.0和2.0, 时间范围

为~5~15s; 相速度频散周期范围为6~42s; 群速度频散周期范围为6~40s)、反演策略保持一致的情况下, 开展了接收函数波形反演、面波频散反演, 以及联合反演的模型恢复能力测试。结果表明, 无论是单一资料反演, 还是联合反演, 壳内低速层均可得到良好恢复; 而只有联合反演, 才能较好地恢复Moho面深度、上地幔速度及地幔低速层等主要特征。因此, 通过该测试表明, 本文所利用的基础资料和反演策略, 不仅可以获得可靠的地壳速度结构, 而且可以可靠重建图6所示120km以浅上地幔速度的主要特征。

为了便于系统分析起见, 本文基于IASP91模型

图6 接收函数CCP叠加成像与S波速度结构剖面

(a) 沿剖面地形与构造分区, 蓝色三角为台站位置; (b) 利用 $H-\kappa$ 叠加获得的沿剖面地壳波速比(Schneider等, 2019); (c) 基于质量控制后高斯系数为2.0且未经校正的接收函数, 进行CCP叠加获得的成像结果; (d) 利用接收函数与面波频散联合反演获得的S波速度结构; (e) 基于剖面(d)计算整个剖面的一维平均速度模型, 进而计算相对该一维平均速度模型而获得的速度扰动图。图中黑色虚线为CCP叠加成像确定的Moho界面和壳内主要负极性震相位置, 灰色圆点为剖面两侧25km范围内的地震位置(震源数据来自Sippl等, 2013b; Kufner等, 2017), 黑色方块为 $H-\kappa$ 叠加获得的台站下方Moho界面深度(Schneider等, 2019)。ATS: 阿克巴依塔尔-塔尼玛斯缝合带; MPT: 主帕米尔逆冲断层; PFT: 帕米尔前缘逆冲推覆带; RPS: 鲁尚-普沙特缝合带。各图下方横坐标为距离, 上方横坐标为纬度

(Kennett和Engdahl, 1991), 将高斯系数为2.0且未经校正的有效接收函数进行共转换点(CCP)叠加成像(Zhu, 2000), 获得了沿剖面的地壳几何结构(图6c); 同时, 将由联合反演获得的速度结构计算得到的相对速度结构(图6e)、沿剖面地壳平均 V_p/V_s 变化(图6b, Schneider等, 2019)、地形及主要构造特征(图6a)等, 一

并进行剖面展示, 从而不仅系统地呈现了不同构造单元的地壳结构变化, 同时也清晰地揭示了该区大陆俯冲带的壳幔精细结构特征。

首先, 在地壳厚度变化方面, 偏移成像所获得Moho面起伏变化与速度结构突变具有很好的一致性。结果显示, 费尔干纳盆地下方Moho面深度约为50km, 而其北侧地壳呈增厚趋势, 西天山和阿莱谷地下方Moho面深度约为60km, 帕米尔高原下方Moho面深度平均约为65km。特别是在北帕米尔下方, Moho面向南倾斜, 在约80km深度与中源地震带相接, 而中源地震带正上方的Moho面, 呈现约10km幅度的上隆。

其次, 在地壳速度结构特征方面, 沉积层较厚的费尔干纳盆地地壳浅层为低速异常, 中、下地壳为高速; 而帕米尔高原上地壳速度相对较高, 且存在明显的壳内低速异常。特别是地震面波层析成像(Li等, 2018b)重建的S波速度结构中, 帕米尔高原壳内低速异常为一整体, 分布于20~40km深度。而联合反演结果显示, 帕米尔高原的壳内低速异常存在明显的分层/分区性(图6d和6e), 在20km以浅, 壳内低速异常LVZ1主要分布于高原北缘, 而在中、下地壳, 壳内低速异常分为两个区域, LVZ2分布于北、中帕米尔下方20~45km深度, 而LVZ3位于北帕米尔下方30km以深, 且这三个低速层顶界面与偏移成像结果(图6c)对应区域的明显负极性震相之间具有较好的对应性。沿剖面的地壳平均 V_p/V_s 变化(图6b)也呈现三次较大幅度变化, 由北向南分别对应费尔干纳盆地、帕米尔高原壳内低速区。

最后, 在地幔速度结构特征方面, 本文获得的S波速度结构显示, 在北、中帕米尔下方的地幔中存在南倾的低速带, 速度为 $4.0\sim 4.1\text{ km s}^{-1}$, 且这一深度范围内的中源地震均发生在该地幔低速异常内部(图6d和6e)。近震体波地震成像(Sippl等, 2013a)和地震面波层析成像(Li等, 2018b)也曾揭示帕米尔高原下方中源地震带与地幔低速异常在空间分布上的一致性。特别是本文重建的精细壳幔结构, 很好地揭示了该地幔低速带与壳内低速区之间的空间配置关系, 即该地幔低速带和中源地震带位于壳内低速异常LVZ2的正下方, 且向北沿Moho面倾斜加深区域延伸, 与壳内低速异常LVZ3相连。

总体上, 上述结构特征较好地体现了接收函数偏移成像、接收函数与面波频散联合反演结果之间的一致性, 以及多种资料相互约束、联合反演的渐进性。这

种一致性和渐进性既是研究对象的同一性、复杂性的内在要求,也反映了本文研究结果的可靠性,为进一步研究和认识大陆深俯冲过程及其动力学响应提供了基础。

4 大陆深俯冲的动力学响应

本文接收函数与面波频散联合反演的结果显示,在北、中帕米尔高原下方,地幔中存在南倾的低速带(图6d和6e),且这一深度范围的中源地震均发生在该地幔低速带中。这种伴随有中源地震发生的低速带常见于大洋俯冲带,一般将其解释为俯冲的洋壳物质(Bostock, 2013)。然而,沉积学、岩石地球化学和动力学模拟等系列研究表明,印度和欧亚板块发生陆-陆碰撞后,新特提斯洋板片已于始新世(44~48Ma)发生了断离(Kohn和Parkinson, 2002; Chung等, 2005; Negredo等, 2007; Guillot等, 2008; Sun等, 2016; Ji等, 2016),即当今发生在帕米尔和兴都库什地区的中源地震应该与大洋板块俯冲无关。近震体波地震成像(Sippl等, 2013a)和地震面波层析成像(Li等, 2018b)显示,帕米尔高原地幔低速带上覆于南倾的高速异常,该南倾的高速异常对应向东南发生弧形俯冲的亚洲大陆岩石圈地幔。接收函数成像结果也清晰地显示该区存在明显的向南倾斜的正极性震相,深度由60km加深到80km左右,继而与中源地震带相接(图6c)。同时,在帕米尔高原中新世火成岩中发现了来自90~100km深度的地壳物质捕虏体,这些发现也证实帕米尔高原地壳物质确实俯冲到了地幔中(Hacker等, 2005; Kooijman等, 2017)。因此,帕米尔高原下方的中源地震是典型的大陆深俯冲产物,而该区地幔低速带则指示地壳物质与岩石圈地幔一起发生了深俯冲。中源地震带的地震导波研究(Mechie等, 2019)与接收函数成像结果(Schneider等, 2013)均显示,该地幔低速异常厚度为10~20km,即发生深俯冲的地壳物质应仅限于下地壳。因此,本文揭示的帕米尔高原下方南倾的地幔低速带,指示了亚洲大陆下地壳参与了岩石圈地幔的深俯冲。

本文结果显示,北、中帕米尔地壳中存在具有明显分层/分区的低速异常(图6d和6e)。在帕米尔高原北缘,发育有主帕米尔逆冲断层(MPT)、帕米尔前缘逆冲推覆带(PFT)等大规模逆冲推覆构造(图6a)(Fu等, 2010; 陈杰等, 2011; Sippl等, 2014),该区浅源地震活动

频繁而强烈(图1a; 图6c~6e)(Schurr等, 2014; Sippl等, 2014),前人研究认为断裂构造发育并富集流体导致了北帕米尔的壳内低速和高 V_p/V_s (Sippl等, 2013a; Schneider等, 2019)。本文重建的精细结构显示,在帕米尔高原北缘发育低速层(LVZ1),且该低速异常区位于20km以浅,空间上与大量浅源地震聚集区对应。因此,本文推测该低速异常区(LVZ1)是逆冲推覆等构造变形引起上地壳脆性破裂聚集的响应。而其余两个低速异常,即北帕米尔中、下地壳的低速异常(LVZ2、LVZ3),却分别与Moho面南倾、中源地震带分布之间存在空间上的配置关系(图6c~6e),指示这两个低速异常的形成与大陆深俯冲之间存在密切联系。

由于大陆岩石圈物质组成的多样性,大陆物质的深俯冲势必会导致结构、组分等方面的响应(郑永飞等, 2013, 2015; 赵子福等, 2015)。其中,陆内中源地震活动是大陆深俯冲动力响应的最直观表现。帕米尔高原有着强烈的中源地震活动,且呈带状分布,沿兴都库什山向东北帕米尔延伸了约450km,震源深度最深达300km左右(图1a)(Pegler和Das, 1998; Sippl等, 2013b)。然而,帕米尔高原中源地震的成因目前还存在争议(例如, Schneider等, 2013; Kufner等, 2016, 2017; Li等, 2018b; Liao等, 2018),主要包括脱水脆化和热剪切失稳两种机制,前者着眼于壳幔相互作用过程中变质脱水过程,而后者侧重于板块俯冲过程中的应力积累过程(Jung等, 2004; Kelemen和Hirth, 2007; John等, 2009; 邵同宾和嵇少丞, 2015)。本文重建的S波速度结构显示,帕米尔高原下方的中源地震发生于地幔低速带中(图6d和6e),且在该中源地震带上方地壳的下部,发育低速层LVZ2。由于应力积累主要集中于俯冲板片表面,且所需温压条件的局限性(Kelemen和Hirth, 2007; John等, 2009),因而热剪切失稳机制难以完全解释帕米尔高原下方中源地震分布,尤其是无法解释中源地震带上方地壳下部发育的低速层LVZ2。此外,东北帕米尔出露的中新世(12~10Ma)高Ba-Sr花岗岩也指示其源区可能受到了俯冲带流体的影响(柯珊等, 2006; Jiang等, 2012)。因此,这些证据表明帕米尔高原中源地震的触发机制应主要为俯冲下地壳的脱水脆化过程,而中源地震带上方地壳下部发育的S波低速异常区LVZ2并未远离俯冲带根部(水平距离约50km,可类比如大洋俯冲弧前地幔楔的正上方),恰恰是该变质脱水过程产生的流体垂直向上运移并最终在上覆地壳内

部富集的效应。地球物理观测与数值模拟研究表明 (Agostinetti等, 2011; Faccenda, 2014), 俯冲带脱水形成的流体在离开板片后可垂直进入地幔楔, 并向上运移至上覆板片内。本文重建的S波速度结构和接收函数偏移成像剖面均显示(图6c和6d), 相对于印度-欧亚大陆持续碰撞挤压导致的地壳整体增厚, 帕米尔高原中源地震带上方的Moho面出现明显上隆, 且在Moho面上隆区上方的地壳内部发育明显的低速异常区LVZ2, 这与俯冲带脱水产生的流体垂直向上运移, 继而对上覆板片改造的特征一致。地幔楔橄榄岩受俯冲带流体作用后, 会发生蛇纹石化(郑永飞等, 2016), 表现出更强的各向异性特性(Dewandel等, 2003)。近震各向异性研究显示, 帕米尔高原下方的各向异性强度在中源地震带正上方显著增强(Kufner等, 2018), 也指示了俯冲大陆下地壳脱水产生的流体垂直向上进入地幔楔而对其进行进一步改造的过程。

然而, 本文重建的S波速度结构显示, 中源地震带以北约50km的北帕米尔中、下地壳中, 还存在另一相

对独立的低速异常(LVZ3)。在大洋俯冲带的研究中, 俯冲板片浅部极低的地震波速度(Shiina等, 2017)和地震活动性特征(Nakajima和Uchida, 2018; Halpaap等, 2019)说明, 流体亦可沿着俯冲隧道向俯冲带根部迁移并富集。本文结果显示, 壳内低速异常LVZ3向南倾斜延伸至Moho面南倾加深区域, 且与地幔低速带相连(图6d和6e), 这种深浅低速异常的延续性, 指示LVZ3对应该俯冲带根部, 其形成可以通过流体沿俯冲隧道向俯冲带根部迁移并富集得到很好地解释(郑永飞等, 2013, 2016)。

综上所述, 本文重建的S波速度结构, 揭示了帕米尔高原下方大陆深俯冲过程及其深浅动力学响应特征(图8), 即印度-欧亚大陆持续挤压碰撞过程中, 亚洲大陆下地壳与岩石圈地幔耦合一起在帕米尔高原下方发生深俯冲, 到地幔一定深度(约80km)后, 随着温压条件的改变下地壳物质发生脱水脆化致裂触发了该区的中源地震。下地壳俯冲过程中变质脱水形成的流体, 一方面, 穿过地幔楔垂直向上运移, 在中源地震带正上方富

图7 壳幔主要结构特征的恢复测试

(a) 单一和联合反演对模型主要结构特征的恢复效果对比, 灰线为给定的S波速度理论模型, 该模型包括两个壳内低速层(5~25、35~55km)和一个地幔低速层(90~120km)。黑色虚线为反演的初始模型; 蓝色、绿色和红色线条, 分别对应仅用面波频散、仅用接收函数和联合反演重建的S波速度模型; (b) 基于联合反演结果正演得到的接收函数与理论接收函数之间的拟合情况, 灰线对应基于给定的理论模型正演得到的接收函数, 其中, 反演实际利用的时间范围-5~15s; 红线对应基于联合反演结果正演得到的接收函数; (c) 基于联合反演结果正演得到的频散曲线与理论频散曲线之间的拟合情况, 灰线对应基于给定模型正演得到的理论频散曲线, 其中, 黑色圆圈和三角分别对应应用于实际反演Rayleigh波相速度频散(6~42s)和群速度频散(6~40s), 红线对应基于联合反演结果正演得到的频散曲线。测试过程中, 模型的参数化方案、基础资料的特征参数、采用的反演策略等, 均与实际资料联合反演过程保持一致

图 8 大陆深俯冲过程及其效应的解释剖面

亚洲大陆下地壳与岩石圈地幔在帕米尔高原下方发生了深俯冲, 至一定深度(约80km)后, 随着温压条件的改变地壳物质发生脱水脆化触发了该区的中源地震, 而变质脱水形成的流体, 一方面垂直向上运移穿过地幔楔, 在上覆板块下地壳富集; 另一方面沿俯冲隧道迁移, 在俯冲带根部富集。由于北帕米尔中、下地壳强度的降低, 限制了帕米尔高原北缘的浅层构造变形向深部的延伸, 最终浅源地震主要聚集于脆性上地壳内部

集形成低速异常区LVZ2; 另一方面, 沿俯冲隧道向俯冲带根部迁移并富集, 形成低速异常区LVZ3。而流体的富集, 以及可能引起的低温熔融, 会导致北帕米尔中、下地壳强度显著降低, 从而将浅层构造变形和地震活动局限于脆性上地壳, 该区上地壳内低速异常区LVZ1的形成, 可能与大规模逆冲推覆诱发的大量脆性破裂有关。

5 结论

本文基于TIPAGE、FERGHANA流动地震台网, 收集了横跨帕米尔高原主体到费尔干纳盆地等主要构造单元的关键剖面宽频带地震观测数据。通过接收函数谐波分析, 以减小界面倾斜和各向异性的影响, 有效提取了与面波频散分辨尺度相协调的接收函数资料, 并通过接收函数与面波频散联合反演, 重建了剖面下方二维S波速度结构。通过与接收函数CCP叠加成像、地壳波速比等剖面的对比分析, 系统地揭示了帕米尔高原地壳上地幔精细结构特征, 即帕米尔高原下方中源地震位于地幔低速异常带之中, 该地幔低速异常向地壳底部延伸, 与北帕米尔下地壳发育的低速区相接; 中源地震带上方Moho面上隆且该区下地壳发育

低速层。由此推测, 亚洲大陆下地壳在帕米尔高原下方与岩石圈地幔耦合在一起发生了深俯冲, 俯冲地壳物质的脱水脆化触发了中源地震; 变质脱水形成的流体, 一方面垂直向上运移穿过地幔楔在上覆地壳底部富集, 另一方面沿着俯冲隧道迁移并在俯冲带根部富集; 流体的富集及其可能引起的低温熔融, 会导致北帕米尔中、下地壳强度显著降低, 从而将浅层构造变形和地震活动局限于脆性上地壳之中。

致谢 感谢编委和两位评审专家对本文提出的建设性意见和建议。感谢TIPAGE和FERGHANA计划实施团队, 他们在极端恶劣的自然环境中, 跨国合作布设、维护流动地震台阵, 收集、整理地震资料供大家共享使用。本文绝大部分图件利用GMT程序包(Wessel等, 2013)绘制。

参考文献

- 陈杰, 李涛, 李文巧, 袁兆德. 2011. 帕米尔构造结及邻区的晚新生代构造与现今变形. 地震地质, 33: 241–259
- 柯珊, 莫宣学, 罗照华, 詹华明, 梁涛, 李莉, 李文韬. 2006. 塔什库尔干新生代碱性杂岩的地球化学特征及岩石成因. 岩石学报, 22: 905–915
- 邵同宾, 嵇少丞. 2015. 俯冲带地震诱发机制: 研究进展综述. 地质论评, 61: 245–268

- 赵子福, 戴立群, 郑永飞. 2015. 大陆俯冲带两类壳幔相互作用. *中国科学: 地球科学*, 45: 900–915
- 郑永飞, 陈仁旭, 徐峥, 张少兵. 2016. 俯冲带中的水迁移. *中国科学: 地球科学*, 46: 253–286
- 郑永飞, 陈伊翔, 戴立群, 赵子福. 2015. 发展板块构造理论: 从洋壳俯冲带到碰撞造山带. *中国科学: 地球科学*, 45: 711–735
- 郑永飞, 叶凯, 张立飞. 2009. 发展板块构造: 从洋壳俯冲到大陆碰撞. *科学通报*, 54: 1799–1804
- 郑永飞, 赵子福, 陈伊翔. 2013. 大陆俯冲隧道过程: 大陆碰撞过程中的板块界面相互作用. *科学通报*, 58: 2233–2239
- Agostinetti N P, Bianchi I, Amato A, Chiarabba C. 2011. Fluid migration in continental subduction: The northern apennines case study. *Earth Planet Sci Lett*, 302: 267–278
- Aki K, Richards P G. 1980. *Quantitative Seismology: Theory and Methods*. San Francisco: W H Freeman
- Bensen G D, Ritzwoller M H, Barmin M P, Levshin A L, Lin F, Moschetti M P, Shapiro N M, Yang Y. 2007. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophys J Int*, 169: 1239–1260
- Bostock M G. 2013. The moho in subduction zones. *Tectonophysics*, 609: 547–557
- Burtman V S, Molnar P. 1993. Geological and geophysical evidence for deep subduction of continental crust beneath the Pamir. *Geol Soc Am Spec Publ*, 281: 1–76
- Chen W P, Yang Z. 2004. Earthquakes beneath the Himalayas and Tibet: Evidence for strong lithospheric mantle. *Science*, 304: 1949–1952
- Chopin C. 1984. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the western Alps: A first record and some consequences. *Contr Mineral Petrol*, 86: 107–118
- Chung S L, Chu M F, Zhang Y Q, Xie Y W, Lo C H, Lee T Y, Lan C Y, Li X H, Zhang Q, Wang Y Z. 2005. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism. *Earth-Sci Rev*, 68: 173–196
- Dewandel B, Boudier F, Kern H, Warsi W, Mainprice D. 2003. Seismic wave velocity and anisotropy of serpentinized peridotite in the Oman ophiolite. *Tectonophysics*, 370: 77–94
- Faccenda M. 2014. Water in the slab: A trilogy. *Tectonophysics*, 614: 1–30
- Fu B H, Ninomiya Y, Guo J M. 2010. Slip partitioning in the northeast Pamir-Tian Shan convergence zone. *Tectonophysics*, 483: 344–364
- Guillot S, Mahéo G, de Sigoyer J, Hattori K H, Pêcher A. 2008. Tethyan and Indian subduction viewed from the Himalayan high- to ultrahigh-pressure metamorphic rocks. *Tectonophysics*, 451: 225–241
- Haberland C, Abdybaev U, Schurr B, Wetzel H U, Roessner S, Sarnagoev A, Orunbaev S, Janssen C. 2011. Landslides in southern Kyrgyzstan: Understanding tectonic controls. *Eos Trans AGU*, 92: 169–170
- Hacker B, Luffi P, Lutkov V, Minaev V, Ratschbacher L, Plank T, Ducea M, Patiño-douce A, McWILLIAMS M, Metcalf J. 2005. Near-ultrahigh pressure processing of continental crust: Miocene crustal xenoliths from the Pamir. *J Petrol*, 46: 1661–1687
- Halpaap F, Rondenay S, Perrin A, Goes S, Ottemöller L, Austrheim H, Shaw R, Eeken T. 2019. Earthquakes track subduction fluids from slab source to mantle wedge sink. *Sci Adv*, 5: eaav7369
- Herrmann R B. 2013. Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research. *Seismol Res Lett*, 84: 1081–1088
- Ji W Q, Wu F Y, Chung S L, Wang X C, Liu C Z, Li Q L, Liu Z C, Liu X C, Wang J G. 2016. Eocene Neo-Tethyan slab breakoff constrained by 45 Ma oceanic island basalt-type magmatism in southern Tibet. *Geology*, 44: 283–286
- Jiang Y H, Liu Z, Jia R Y, Liao S Y, Zhou Q, Zhao P. 2012. Miocene potassic granite-syenite association in western Tibetan Plateau: Implications for shoshonitic and high Ba-Sr granite genesis. *Lithos*, 134–135: 146–162
- John T, Medvedev S, Rüpke L H, Andersen T B, Podladchikov Y Y, Austrheim H. 2009. Generation of intermediate-depth earthquakes by self-localizing thermal runaway. *Nat Geosci*, 2: 137–140
- Jones C H, Phinney R A. 1998. Seismic structure of the lithosphere from teleseismic converted arrivals observed at small arrays in the southern Sierra Nevada and vicinity, California. *J Geophys Res*, 103: 10065–10090
- Julià J, Ammon C J, Herrmann R B, Correig A M. 2000. Joint inversion of receiver function and surface wave dispersion observations. *Geophys J Int*, 143: 99–112
- Jung H, Green Harry W. I, Dobrzhenetskaya L F. 2004. Intermediate-depth earthquake faulting by dehydration embrittlement with negative volume change. *Nature*, 428: 545–549
- Kelemen P B, Hirth G. 2007. A periodic shear-heating mechanism for intermediate-depth earthquakes in the mantle. *Nature*, 446: 787–790
- Kennett B L N, Engdahl E R. 1991. Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophys J Int*, 105: 429–465
- Kohn M J, Parkinson C D. 2002. Petrologic case for Eocene slab breakoff during the Indo-Asian collision. *Geology*, 30: 591–594
- Kooijman E, Smit M A, Ratschbacher L, Kylander-Clark A R C. 2017. A view into crustal evolution at mantle depths. *Earth Planet Sci Lett*, 465: 59–69
- Kufner S K, Eken T, Tilmann F, Schurr B, Yuan X, Mechie J, Sippl C, Schneider F. 2018. Seismic anisotropy beneath the Pamir and the Hindu Kush: Evidence for contributions from crust, mantle lithosphere, and asthenosphere. *J Geophys Res-Solid Earth*, 123: 10727–

10748

- Kufner S K, Schurr B, Haberland C, Zhang Y, Saul J, Ischuk A, Oimahmadov I. 2017. Zooming into the Hindu Kush slab break-off: A rare glimpse on the terminal stage of subduction. *Earth Planet Sci Lett*, 461: 127–140
- Kufner S K, Schurr B, Sippl C, Yuan X, Ratschbacher L, Akbar A M, Ischuk A, Murodkulov S, Schneider F, Mechie J, Tilmann F. 2016. Deep India meets deep Asia: Lithospheric indentation, delamination and break-off under Pamir and Hindu Kush (Central Asia). *Earth Planet Sci Lett*, 435: 171–184
- Langston C A. 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *J Geophys Res*, 84: 4749–4762
- Law R D, Butler R W H, Holdsworth R E, Krabbendam M, Strachan R A. 2010. Continental tectonics and mountain building. The legacy of peach and horne: An introduction. *Geol Soc Lond Spec Publ*, 335: 1–5
- Le Pichon X. 1968. Sea-floor spreading and continental drift. *J Geophys Res*, 73: 3661–3697
- Li W, Chen Y, Yuan X, Schurr B, Mechie J. 2018a. Discrepant crustal deformation beneath the Pamir revealed by joint inversion of surface wave dispersion and receiver function. Washington D C: Fall Meeting of American Geophysical Union
- Li W, Chen Y, Yuan X, Schurr B, Mechie J, Oimahmadov I, Fu B. 2018b. Continental lithospheric subduction and intermediate-depth seismicity: Constraints from S-wave velocity structures in the Pamir and Hindu Kush. *Earth Planet Sci Lett*, 482: 478–489
- Liang X F, Zhou S Y, Chen Y J, Jin G, Xiao L, Liu P J, Fu Y Y, Tang Y C, Lou X T, Ning J Y. 2008. Earthquake distribution in southern Tibet and its tectonic implications. *J Geophys Res*, 113: B12409
- Liao J, Malusà M G, Zhao L, Baldwin S L, Fitzgerald P G, Gerya T. 2018. Divergent plate motion drives rapid exhumation of (ultra)high pressure rocks. *Earth Planet Sci Lett*, 491: 67–80
- Ligorria J P, Ammon C J. 1999. Iterative deconvolution and receiver-function estimation. *Bull Seismol Soc Am*, 89: 1395–1400
- McKenzie D P, Parker R L. 1967. The north Pacific: An example of tectonics on a sphere. *Nature*, 216: 1276–1280
- McKenzie D, Jackson J, Priestley K. 2019. Continental collisions and the origin of subcrustal continental earthquakes. *Can J Earth Sci*, 56: 1101–1118
- Mechie J, Schurr B, Yuan X, Schneider F, Sippl C, Minaev V, Gadoev M, Oimahmadov I, Abdybachaev U, Moldobekov B, Orunbaev S. 2019. Observations of guided waves from the Pamir seismic zone provide additional evidence for the existence of subducted continental lower crust. *Tectonophysics*, 762: 1–16
- Mohadjer S, Ehlers T A, Bendick R, Stübner K, Strube T. 2016. A quaternary fault database for Central Asia. *Nat Hazards Earth Syst Sci*, 16: 529–542
- Nafe J E, Drake C L. 1957. Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional and shear waves. *Geophysics*, 22: 523–552
- Nakajima J, Uchida N. 2018. Repeated drainage from megathrusts during episodic slow slip. *Nat Geosci*, 11: 351–356
- Negredo A M, Replumaz A, Villaseñor A, Guillot S. 2007. Modeling the evolution of continental subduction processes in the Pamir-Hindu Kush region. *Earth Planet Sci Lett*, 259: 212–225
- Pegler G, Das S. 1998. An enhanced image of the Pamir-Hindu Kush seismic zone from relocated earthquake hypocentres. *Geophys J Int*, 134: 573–595
- Savage M K. 1998. Lower crustal anisotropy or dipping boundaries? Effects on receiver functions and a case study in New Zealand. *J Geophys Res*, 103: 15069–15087
- Schneider F M, Yuan X, Schurr B, Mechie J, Sippl C, Haberland C, Minaev V, Oimahmadov I, Gadoev M, Radjabov N, Abdybachaev U, Orunbaev S, Negmatullaev S. 2013. Seismic imaging of subducting continental lower crust beneath the Pamir. *Earth Planet Sci Lett*, 375: 101–112
- Schneider F M, Yuan X, Schurr B, Mechie J, Sippl C, Kufner S K, Ratschbacher L, Tilmann F, Oimahmadov I, Gadoev M, Minaev V, Abdybachaev U, Orunbaev S, Ischuk A, Murodkulov S. 2019. The crust in the Pamir: Insights from receiver functions. *J Geophys Res-Solid Earth*, 124: 9313–9331
- Schulte-Pelkum V, Monsalve G, Sheehan A F, Shearer P, Wu F, Rajaure S. 2019. Mantle earthquakes in the Himalayan collision zone. *Geology*, 47: 815–819
- Schurr B, Ratschbacher L, Sippl C, Gloaguen R, Yuan X, Mechie J. 2014. Seismotectonics of the pamir. *Tectonics*, 33: 1501–1518
- Schwab M, Ratschbacher L, Siebel W, McWilliams M, Minaev V, Lutkov V, Chen F, Stanek K, Nelson B, Frisch W, Wooden J L. 2004. Assembly of the Pamirs: Age and origin of magmatic belts from the southern Tien Shan to the southern Pamirs and their relation to Tibet. *Tectonics*, 23: TC4002
- Shapiro N M, Campillo M, Stehly L, Ritzwoller M H. 2005. High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 307: 1615–1618
- Shen W, Ritzwoller M H, Schulte-Pelkum V, Lin F C. 2013. Joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions: A Bayesian Monte-Carlo approach. *Geophys J Int*, 192: 807–836
- Shiina T, Nakajima J, Matsuzawa T, Toyokuni G, Kita S. 2017. Depth variations in seismic velocity in the subducting crust: Evidence for fluid-related embrittlement for intermediate-depth earthquakes. *Geophys Res Lett*, 44: 810–817

- Sippl C, Ratschbacher L, Schurr B, Krumbiegel C, Rui H, Pingren L, Abdybachaev U. 2014. The 2008 Nura earthquake sequence at the Pamir-Tian Shan collision zone, southern Kyrgyzstan. *Tectonics*, 33: 2382–2399
- Sippl C, Schurr B, Tynpel J, Angiboust S, Mechie J, Yuan X, Schneider F M, Sobolev S V, Ratschbacher L, Haberland C. 2013a. Deep burial of Asian continental crust beneath the Pamir imaged with local earthquake tomography. *Earth Planet Sci Lett*, 384: 165–177
- Sippl C, Schurr B, Yuan X, Mechie J, Schneider F M, Gadoev M, Orunbaev S, Oimahmadov I, Haberland C, Abdybachaev U, Minaev V, Negmatullaev S, Radjabov N. 2013b. Geometry of the Pamir-Hindu Kush intermediate-depth earthquake zone from local seismic data. *J Geophys Res-Solid Earth*, 118: 1438–1457
- Smith D C. 1984. Coesite in clinopyroxene in the caledonides and its implications for geodynamics. *Nature*, 310: 641–644
- Stern S, Wyssession M. 2003. *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. Oxford: Blackwell Publishing
- Sun J M, Xiao W J, Windley B F, Ji W Q, Fu B H, Wang J G, Jin C S. 2016. Provenance change of sediment input in the northeastern foreland of Pamir related to collision of the Indian Plate with the Kohistan-Ladakh arc at around 47 Ma. *Tectonics*, 35: 315–338
- Vinnik L P. 1977. Detection of waves converted from P to SV in the mantle. *Phys Earth Planet Inter*, 15: 39–45
- Wang C Y, Herrmann R B. 1980. A numerical study of P-, SV-, and SH-wave generation in a plane layered medium. *Bull Seismol Soc Am*, 70: 1015–1036
- Wessel P, Smith W H F, Scharroo R, Luis J, Wobbe F. 2013. Generic mapping tools: Improved version released. *Eos Trans AGU*, 94: 409–410
- Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 28: 211–280
- Yuan X, Mechie J, Schurr B. 2008. Tianshan Pamir Geodynamics Project (TIPAGE). Other/Seismic Network. Potsdam: Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ
- Yuan X, Ni J, Kind R, Mechie J, Sandvol E. 1997. Lithospheric and upper mantle structure of southern Tibet from a seismological passive source experiment. *J Geophys Res*, 102: 27491–27500
- Zhu L. 2000. Crustal structure across the San Andreas fault, southern California from teleseismic converted waves. *Earth Planet Sci Lett*, 179: 183–190

(责任编辑: 袁怀玉)