

张新彦, 高锐, 白志明等. 2017. 阿坝—遂宁宽角地震剖面重建藏东缘龙门山地区地壳速度结构. 地球物理学报, 60(6): 2200-2212, doi:10. 6038/cjg20170614.

Zhang X Y, Gao R, Bai Z M, et al. 2017. Crustal structure beneath the Longmenshan area in eastern Tibet: new constrains from reprocessing wide-angle seismic data of the Aba-Longmenshan-Suining profile. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 60(6): 2200-2212, doi:10. 6038/cjg20170614.

阿坝—遂宁宽角地震剖面重建藏东缘龙门山地区地壳速度结构

张新彦¹, 高锐^{1,2,*}, 白志明^{2,3}, 徐涛^{3,4}, 李秋生¹

1 中国地质科学院地质研究所, 国土资源部深部探测与地球动力学重点实验室, 北京 100037

2 中山大学地球科学与工程学院, 广州 510275

3 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

4 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101

摘要 龙门山断裂带位于青藏高原东缘,在中生代和晚新生代经历强烈的构造变形,急剧抬升,是研究青藏高原隆升和扩展动力学过程的重要窗口.本文利用起伏地形下的高精度成像方法,对“阿坝—龙门山—遂宁”宽角反射/折射地震数据重新处理,通过走时反演重建研究区地壳速度结构.剖面自西向东跨越松潘—甘孜块体、龙门山断裂带和四川盆地,不同块体速度结构表现了显著的差异.松潘甘孜块体地表复理石沉积层内有高速岩体侵入,低速层低界面起伏不平反映了该区的逆冲推覆构造.中下地壳速度横向上连续变化,平均速度较低(约 $6.26\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$).四川盆地沉积层西厚东薄,并在西侧出现与挤压和剥蚀作用相关的压扭形态.中下地壳西薄东厚,平均速度较高(约 $6.39\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$).龙门山断裂带是地壳速度和厚度的陡变带, Moho 面自西向东抬升约 13 km,在整个剖面上 Moho 面表现为韧性挠曲,中下地壳横向上连续变化,推测古扬子块体已到达松潘甘孜块体下方.松潘甘孜块体下方中下地壳韧性变形,并在底部拖曳着被断裂切割的脆性上地壳,应力在不同断裂上积累和释放,诱发大量地震.

关键词 青藏高原; 龙门山断裂带; 深地震测深; 地壳速度结构

doi:10. 6038/cjg20170614 中图分类号 P315 收稿日期 2016-08-04, 2017-02-12 收修定稿

Crustal structure beneath the Longmenshan area in eastern Tibet: new constrains from reprocessing wide-angle seismic data of the Aba-Longmenshan-Suining profile

ZHANG Xin-Yan¹, GAO Rui^{1,2,*}, BAI Zhi-Ming^{2,3}, XU Tao^{3,4}, LI Qiu-Sheng¹

1 Key Laboratory of Earthprobe and Geodynamics, MLR, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

2 School of Earth Science and Engineering, Sun Yat-sen University, Guangzhou 510275, China

3 State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

4 CAS Center for Excellence in Tibetan Plateau Earth Sciences, Beijing 100101, China

Abstract The Longmenshan area in the eastern Tibetan Plateau experienced strong crustal

基金项目 国家重点研究发展计划(2016YFC0600302, 2016YFC0600101, 2016YFC0600201)、国家自然科学基金(41604075, 41430213, 41574092, 41374062)和中国地震局公益性行业科研专项(201408023)联合资助.

第一作者简介 张新彦,女,1986年生,博士后,主要从事地震波走时反演及地壳结构研究. E-mail: zhangxinyana@163.com

*** 通讯作者** 高锐,男,1950年生,研究员,主要从事地球深部物理与动力学研究. E-mail: ruigao126@126.com

deformation and faulting during Mesozoic and late Cenozoic epochs resulting in significant uplift of the Longmenshan Mountains, which serves as an important window to see the uplift and lateral expansion of the Tibetan Plateau. In this paper, the deep seismic sounding profile named the Aba-Longmenshan-Suning profile is reprocessed using a high-precision travelttime tomography for velocity structure with an irregular surface to reconstruct the crustal structure beneath this area. The obtained velocity structure along the profile could be divided into three major sections: the Songpan-Garzê block, Longmenshan fault zone and Sichuan basin. The sedimentary cover of the Songpan-Garzê block is about 10 km thick, with high-velocity bodies in 5~10 km depths, which correspond to the faults and likely the intrusion of Mesozoic granites. The undulating interface of the sediment may indicate the thrust-nappe tectonics. Velocity structures of the middle and lower crust change continuously with lower average velocity (about $6.26 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$). In the Sichuan basin, the sediment in the west is thicker than that in the east. The sediment in the west even exhibits compression and torsion forms, which may be caused by compression and erosion. The middle and lower crust in the west is thinner than that in the east with higher average velocity (about $6.29 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$). The Longmenshan fault zone is a transition zone of the crustal velocity and thickness, with the Moho uplifting about 13 km from the west to the east. Along the whole profile the Moho shows toughness winding, while the velocity of the middle and lower crust changes continuously in the lateral direction, which may indicate that the ancient Yangtze block has reached beneath the Songpan-Garzê block. In the Songpan-Garzê block, which is considered to be a passive margin, the middle and lower crust experienced ductile deformation under strong compression. The brittle upper crust with thrust-nappe belts is dragged by the middle and lower crust, while stress is accumulated and released on the faults, which may induce a large number of earthquakes.

Keywords Tibetan Plateau; Longmenshan fault zone; Deep seismic sounding; Crustal velocity structure

1 引言

印度板块和欧亚板块于 50 Ma 前开始碰撞,持续的汇聚导致了青藏高原的隆升和增厚的中下地壳 (Molnar and Tapponnier, 1975; Houseman and England, 1993; Royden et al., 2008). 龙门山所在的青藏高原东缘具有高原周缘最大的地形梯度,其在几十公里的水平距离内,相对四川盆地抬升了近 4 km. GPS 观测 (Chen et al., 2000; Meade, 2007) 和 SKS 各向异性测量 (Wang et al., 2008) 显示,地壳尺度(或者是岩石圈和软流圈尺度)物质向东运移,但地壳变形速率很小 ($< 3 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$). 2008 年 5 月 12 日的汶川 7.9 级地震却恰恰发生在这种似乎稳定的构造背景下 (Wang and Meng, 2009), 引发了大量关于龙门山抬升机制的研究和争论.

目前,关于龙门山抬升机制存在许多争议,主要概括为以下两种模型 (Hubbard and Shaw, 2009): 脆性地壳增厚模型 (Tapponnier et al., 2001) 和下地壳流模型 (Royden et al., 1997; Clark and Royden,

2000; Zhang et al., 2009; Bai et al., 2010; 王椿镛等, 2006). 前者认为岩石圈尺度内伴随大规模走滑的逆冲断裂导致了龙门山的抬升,后者认为来自青藏高原中部的低黏度下地壳物质向外流动,受到坚硬四川盆地的阻挡,推升其上的地壳进而形成陡峭的龙门山.

关于扬子块体和青藏高原的接触关系也存在争议. 大量研究认为,龙门山断裂带对应着地形、重力、地壳厚度和速度结构等的陡变带,因此将其定义为高原边界 (Clark and Royden, 2000; Cook and Royden, 2008). 崔作舟等 (1996) 认为四川盆地的坚硬地壳楔形插入松潘—甘孜块体下地壳中; 王绪本等 (2009) 通过大地电磁测深获得的电性结构模型推断可能存在一个西延至若尔盖地块的泛扬子陆块; Guo 等 (2013) 通过深反射地震剖面,指出龙日坝断裂是扬子块体和松甘块体地壳物质的边界.

目前各种观点莫衷一是,存在争议的根源之一在于对藏东缘龙门山断裂带域缺乏精细可靠的地壳结构约束,各种构造和物性因素缺乏统一分析. Jia 等 (2014) 利用近垂直穿越龙门山中段的宽角反射/

折射地震数据,获得了该区二维地壳速度结构,揭示了不同构造单元间的地壳结构差异及介质由上到下的岩性变化.本文拟参考该区已有的深地震反射剖面结果(Guo et al., 2013),利用新发展的起伏地形下高精度走时反演方法,对该剖面数据重新处理解释,以期得到更准确可靠的地壳速度结构,深化认识该区的构造演化动力学过程和强震机制.

2 区域构造背景及地球物理研究现状

龙门山断裂带位于青藏高原东缘,处于青藏高原和扬子块体对接的关键部位,西倚松潘—甘孜地体,东连四川盆地(图 1).在该区域,自西北向东南依次分布有龙日坝断裂、龙门山断裂和龙泉山断裂等断裂构造.

青藏高原东缘在中生代和晚新生代经历了强烈的构造变形,急剧抬升.由于青藏高原的隆升及其地壳物质向东运移过程中受到坚硬的四川盆地阻挡,导致松潘—甘孜块体及其上覆复理石沉积层被挤压,形成了一系列叠瓦状构造的逆冲推覆构造带(Chen and Wilson, 1996).扬子块体自晚古生代以来沉积环境比较稳定,具有较厚的未变质沉积盖层.在始新世和渐新世期间,才出现了不同程度的褶皱运动(任纪舜等, 1999).四川盆地出现龙门山推覆构造带的最新前陆盆地,盆地中部的龙泉山构造带则是这一前陆盆地的东缘边界构造带(邓起东等, 1994).龙门山断裂带地表地质特征主要是广泛分布的前寒武变质岩带,东北向西南依次分布有彭灌杂岩、宝兴杂岩及康定杂岩三个主要杂岩带(Xu et al., 2008).

深部地球物理探测是获得研究区域深部构造环境和孕震环境的根本手段.龙门山断裂带处于青藏高原东缘,是研究青藏高原隆升和扩展动力学过程的重要窗口.尤其汶川地震后,国内外众多学者在该区开展了大量的地震勘探工作,其中 Liu 等(2014)利用接收函数和面波联合反演的方法获得了该区 S 波速度结构,给出了松甘块体和四川盆地的碰撞变形关系和速度结构差异. Zhang 等(2009)利用接收函数法获得了跨越龙门山的地壳厚度变化和壳内间断面的横向变化特征. Bai 等(2011)、Lei 和 Zhao (2009)和 Xu 等(2010b)利用天然地震层析成像方法获得了该区 P 波和 S 波速度结构.

图 1 黑线为在该区所开展的人工源地震探测的测线分布.各观测结果均认为,以龙门山断裂带为

界,高原和盆地的地壳厚度、速度结构均存在极大差异.主要表现为高原平均速度低、地壳较厚,盆地平均速度高、地壳较薄.松潘甘孜块体内上地壳是否存在低速层,以及低速层的深度和厚度存在争议(崔作舟等, 1996; 王有学等, 2005; Li et al., 2009; Jia et al., 2014).龙门山断裂带下方 Moho 面被抬升,但 Moho 面的陡变形态也存在争议.松潘—甘孜块体地壳在南北向也存在差异,以鲜水河断裂为界,以南地壳厚度超过 60 km,以北为大约 53 km(崔作舟等, 1996; 王椿镛, 2003; Wang et al., 2007).

3 “阿坝—龙门山—遂宁”宽角地震数据

3.1 地震数据采集

2010 年中国地震局地球物理勘探中心开展了“阿坝—龙门山—遂宁”人工源宽角反射/折射地震探测试验.剖面长度为 500 km,沿剖面实施了 12 次爆破,单炮药量为 2 吨左右,炮间距 7.2~129 km 不等.沿剖面分布有 450 台 DAS-1(2)、PDS-1(2)型便携式三分量数字地震仪器固定观测,观测点距一般 0.4~2.5 km.在高分辨探测区段(龙门山断裂带附近)的炮点和观测点间距较小,最小分别可达 7.2 km 和 0.4 km.数据处理过程中,我们选择记录良好的 10 炮地震数据,沿测线自西向东分别标记为 Sp1, Sp2, ..., Sp10(图 1).

3.2 震相分析

震相拾取过程中,参照同区域的已有深地震反射剖面(Guo et al., 2013)结果,拾取能量较强震相而忽略部分有歧义震相.所拾取震相符合走时互换和震相分析等测试.

3.2.1 来自沉积盖层和结晶基底的折射震相 Psed 和 Pg

与 Jia 等(2014)相同,在各炮地震记录图上, Psed 或 Pg 是初至震相,均可清晰辨认.测线西部松潘甘孜块体内, Psed 震相仅在 0~20 km 内出现,视速度和折合到时分别为 $4.0\sim 5.3\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $0\sim 0.8\text{ s}$. Pg 波可在 20~150 km 范围内接收到,视速度和折合走时分别为 $5.8\sim 6.3\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $0.8\sim 1.0\text{ s}$.远炮检距清晰接收到的连续 Pg 震相说明在近地表(深度大约 10 km 范围内)无低速层存在(Wang et al., 2007).在四川盆地内, Psed 出现距离、视速度和折合到时分别为 0~50 km、 $3.5\sim 5.2\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $0\sim 1.8\text{ s}$. Pg 波紧随 Psed 波出现,追踪区间、视速度和折合走时分别是 50~100 km, $5.8\sim 6.2\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $1.5\sim 1.8\text{ s}$.龙门山断裂带上

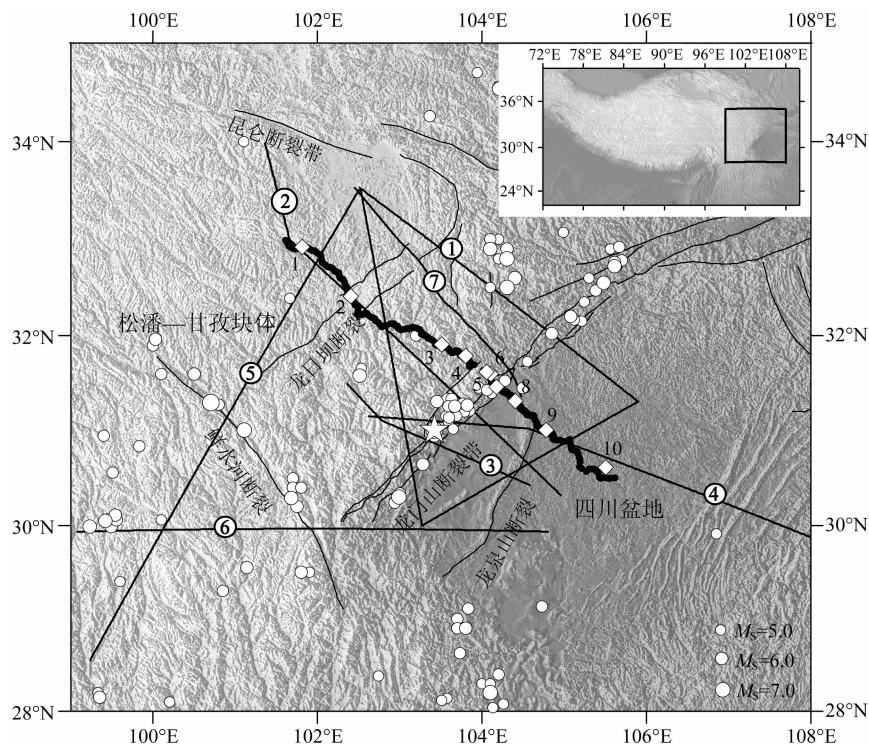


图1 “阿坝—龙门山—遂宁”人工源深地震测深剖面位置(菱形代表炮点,黑点代表接收器)、研究区地震分布(圆形,另五角星为汶川地震位置)(数据来自国家地震数据中心)及已有深地震测深剖面位置(黑线)

① 龙门山三角剖面(陈学波等,1986);② 花石峡—简阳剖面(崔作舟等, 1996);③ 花石峡—简阳剖面南段(Li et al., 2009);④ 黑水—邵阳北段(Li et al., 2009);⑤ 唐克—奔子栏剖面(Wang et al., 2007);⑥ 巴塘—资中剖面(Wang et al., 2007);⑦ 深地震反射剖面(Guo et al., 2013).

Fig. 1 “Aba-Longmenshan-Suning” profile (diamonds are shots and black points are receivers), earthquake distribution of the study area (circles, and the star represents the Wenchuan earthquake) (source: China Earthquake Data Center) and the existing profiles in this area (black lines)

① Longmenshan triangle profile (Chen et al., 1986); ② Huashixia-Shaoyang profile (Cui et al., 1996); ③ Southeastern part of Huashixia-Shaoyang profile (Li et al., 2009); ④ Western part of Heishui-Shaoyang profile; ⑤ Tangke-Benzilan profile (Wang et al., 2007); ⑥ Batang-Zizhong profile (Wang et al., 2007); ⑦ Deep seismic reflection profile (Guo et al., 2003).

方炮点附近几乎无 Psed 震相,Pg 震相视速度较高、折合走时较低,分别为 $5.8\sim6.3\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $0\sim0.5\text{ s}$.

3.2.2 壳内反射震相 Pi 和 Moho 面反射震相 Pm

在松潘—甘孜块体内有 4 个壳内反射震相(分别记为 P2,P3,P4,P5),在四川盆地只有 3 个(无 P4),其中反射震相 P4 与深地震反射剖面(Guo et al., 2013)中松潘甘孜块体内大约 8 s 的强反射震相一致.松潘甘孜块体内,中上地壳(P2,P3 和 P4)反射能量较强,下地壳(P5)和 Moho 面反射能量较弱.各壳内反射震相(P2,P3,P4 和 P5)平均速度分别为 $5.91\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ 、 $6.00\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ 、 $6.05\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $6.10\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$.Pm 波出现区间和平均速度分别为 $150\sim250\text{ km}$ 和 $6.26\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$.各震相平均速度依次增大,说明无壳内低速层存在.其中,P3 和 P4 震相平均速度相差 $0.05\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$,在地震记录上,Sp1、Sp2 和 Sp3 炮上的右支在近炮点附近($50\sim100\text{ km}$)

近似平行,但远炮点范围内梯度增大.推测 C3 和 C4 界面之间速度变化较小,但并非显著的壳内低速层.四川盆地壳内反射震相(P2,P3 和 P5)较为明显,追踪区间为 $10\sim150\text{ km}$,平均速度分别为 $5.50\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ 、 $5.80\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $6.15\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$.盆地内 Moho 面反射震相(Pm)能量较强可准确追踪,出现区间和平均速度分别为 $100\sim200\text{ km}$ 和 $6.39\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ (图 2).

3.3 解释方法

地壳浅层初至波(Pg)震相清晰,可准确反演地表浅层速度结构.沿着测线存在较大的海拔高程变化(约 4.3 km),因此浅层结构反演中起伏地表的处理直接影响反演结果的精度及可靠性.本文上地壳结构反演时,采用新发展的起伏地形下高精度有限差分走时反演方法(Hole, 1992; Ma and Zhang, 2014; 张新彦等,2017),模型参数化采用与地表起伏变化相一致的贴体网格划分模型.该方法严格考

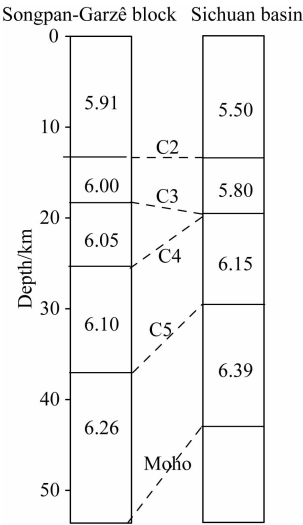


图 2 松潘甘孜块体和四川盆地平均速度和平均深度

Fig. 2 Average velocities and depths of each layer in the Songpan-Garzê block and Sichuan basin

考虑了起伏地形对射线分布及反演结果的影响,因此反演结果具有更高的精度.正演过程采用 $0.5\text{ km}\times 0.5\text{ km}$ 的网格单元剖分模型.反演过程中,重新抽样(网格化)因子为(8,4),滑动平均滤波器为(7,3),以对反演模型进行平滑.

Pg波走时反演基础之上,参考前人成果和一维速度分析结果,构建二维初始速度模型,初始速度模型各界面均为水平界面.用射线走时反演技术 Jive3D

(Hobro et al., 2003),线性迭代反演全地壳二维速度结构.该算法模型参数化时采用离散网格点描述速度和界面,网格单元内的速度值和界面深度值通过三次样条插值获得.该模型参数化方法可准确描述介质速度和界面变化,也可直接利用初至波走时反演的结果,满足对地壳结构高精度成像的要求.正演过程用射线法(Xu et al., 2006, 2010a, 2014)获得各震相计算走时,反演过程采用阻尼最小二乘法,通过拟合计算走时和拾取走时,调整界面形态和各层速度分布,获得最终的二维地壳速度结构.

4 “阿坝—龙门山—遂宁”剖面地壳速度结构

4.1 上地壳速度结构

在 10 炮地震记录上收集了 540 个初至走时用于有限差分走时反演.初始模型从地表到深度 15 km 处,速度由 $4.0\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ 线性增加到 $6.0\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$.经 8 次迭代后,走时残差由 1.1 s 收敛到 0.09 s 后保持稳定.图 3 为反演获得的上地壳速度结构及相应射线分布图.测线上除龙门山断裂带下方射线穿透深度较浅(大约 5 km)外,初至波穿透深度大部分区域能达到 10 km(单元内射线覆盖数 >10),因此反演结果的可信度较高.与前人反演结果相比,除构

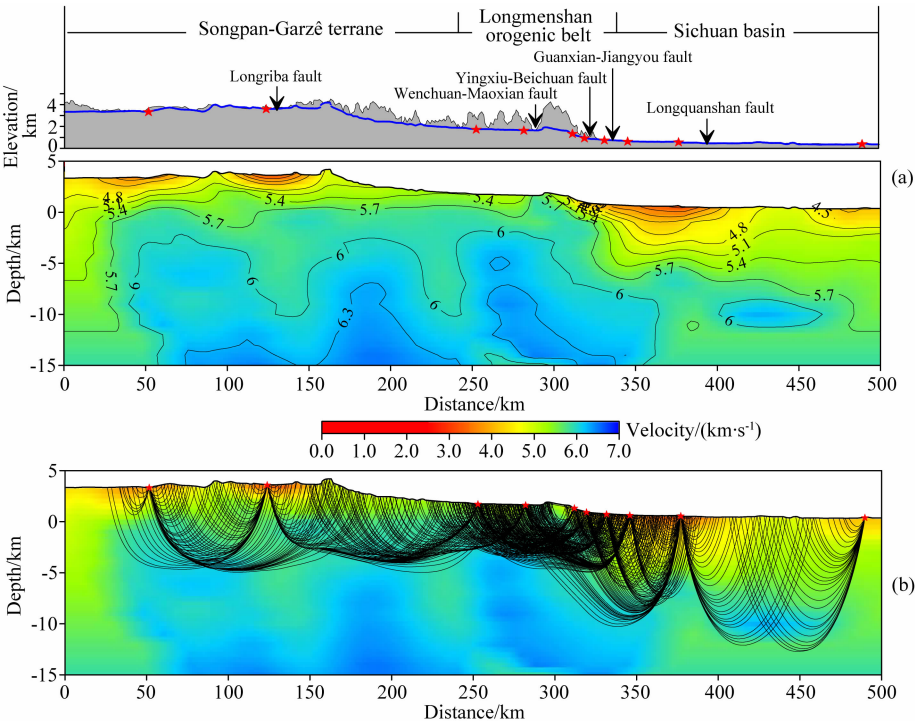


图 3 初至波有限差分走时反演获得的地壳上部速度结构(a)及射线路径(b)

Fig. 3 Velocity structure of upper crust (a) and ray paths (b) obtained by the finite-difference travelt ime inversion using first arrivals

造单元间的速度差异外,各构造单元内也呈现出更为详细的速度变化形态。

4.2 全地壳速度结构

二维全地壳模型计算时,通过多次试验,最终正演和反演过程均采用 $1\text{ km}\times 1\text{ km}$ 的网格单元描述介质。初始模型通过震相分析得到(图 2),其中深度 7 km 以上部分采用 Pg 波走时反演结果。采用“剥皮

法”,由上到下拟合壳内各折射和反射震相。图 4 为所获得的最终二维地壳速度结构。第 i 层的下界面由 P_i 震相确定(称为 C_i 界面, $i=2,3,4,5$)。为节省篇幅,本文仅给出 Sp1,Sp2,Sp4,Sp5,Sp8,Sp9 炮的地震记录、最终反演模型的走时拟合和射线分布,分别见图 4—图 10。各炮各震相的平均走时残差均控制在 0.2 s 以内。最终反演模型上的射线分布(图 11)

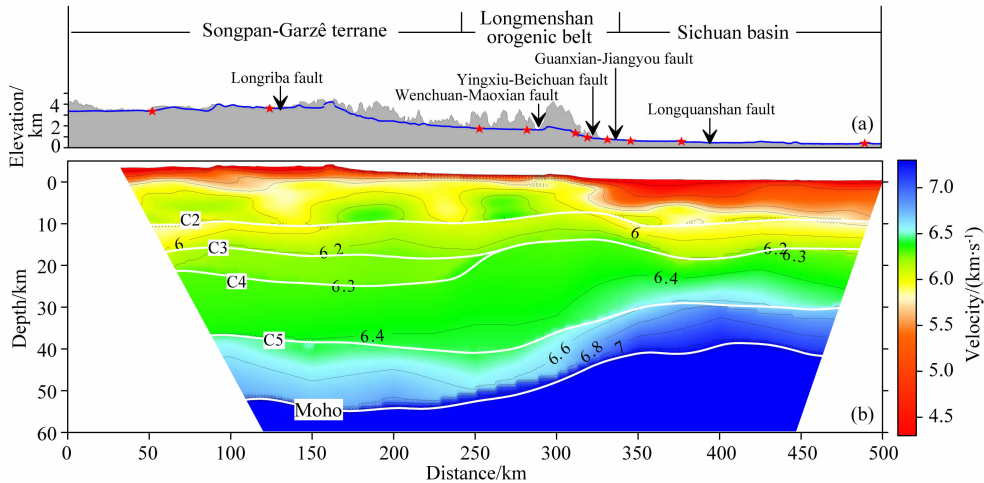


图 4 全地壳二维速度结构

(a) 为高程图及各断裂分布,其中蓝线为检波器高程红色五角星为炮点位置。

Fig. 4 2D whole crustal velocity model

(a) shows elevation and faults along the profile, with the blue line indicating elevation of receivers and red stars as shots.

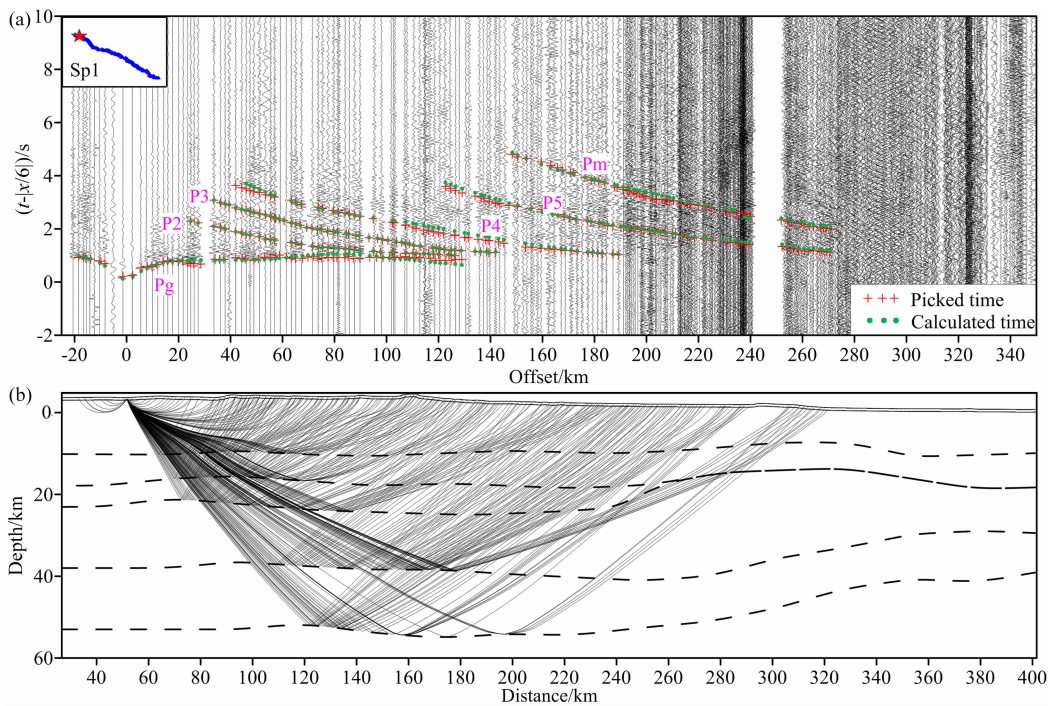


图 5 “阿坝—遂宁”剖面 Sp1 炮

(a) 地震记录和走时拟合; (b) 最终反演模型上射线分布。

Fig. 5 Shot Sp1 of the “Aba-Suining” profile

(a) Seismic records and fitting between the picked and the calculated traveltimes; (b) Ray paths on the final inversion model.

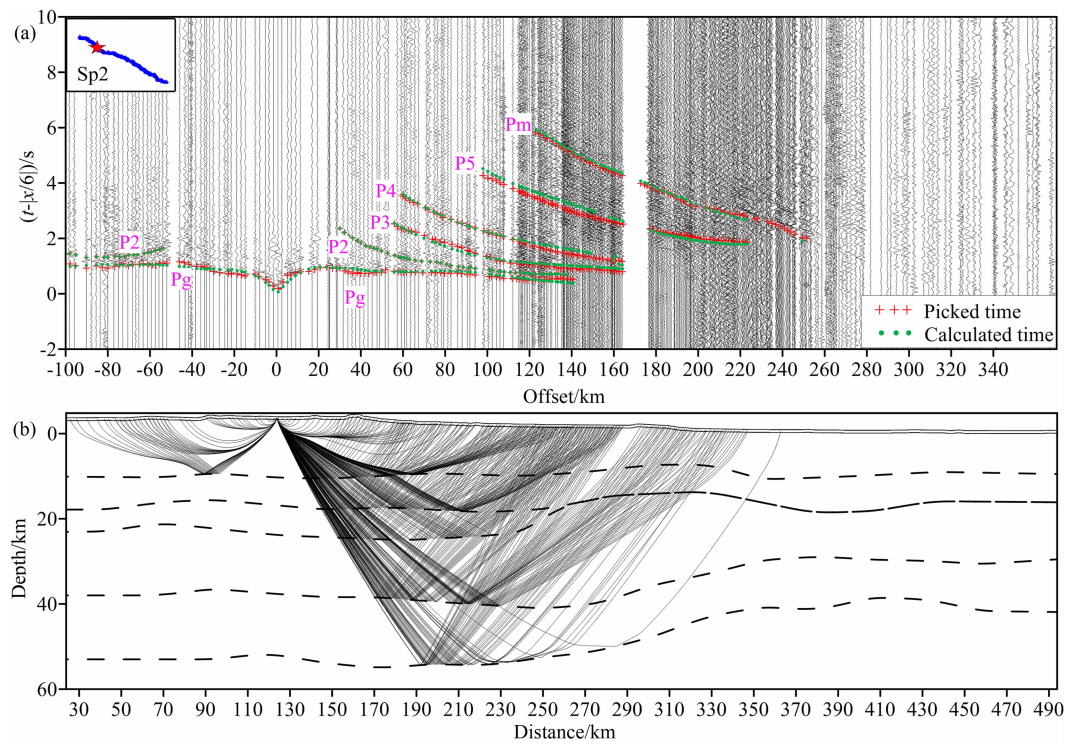


图 6 “阿坝—遂宁”剖面 Sp2 炮

(a) 地震记录和走时拟合; (b) 最终反演模型上射线分布.

Fig. 6 Shot Sp2 of the “Aba-Suining” profile

(a) Seismic records and fitting between the picked and the calculated traveltimes; (b) Ray paths on the final inversion model.

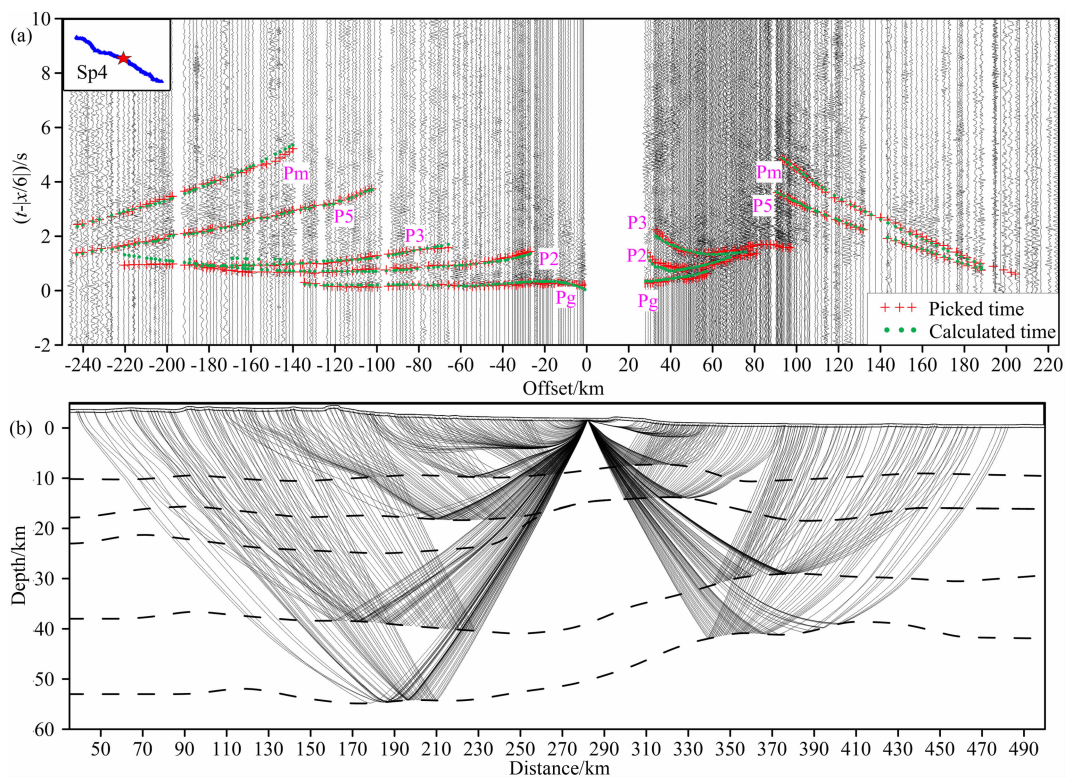


图 7 “阿坝—遂宁”剖面 Sp4 炮

(a) 地震记录和走时拟合; (b) 最终反演模型上射线分布.

Fig. 7 Shot Sp4 of the “Aba-Suining” profile

(a) Seismic records and the fitting between the picked and the calculated traveltimes; (b) Ray paths on the final inversion model.

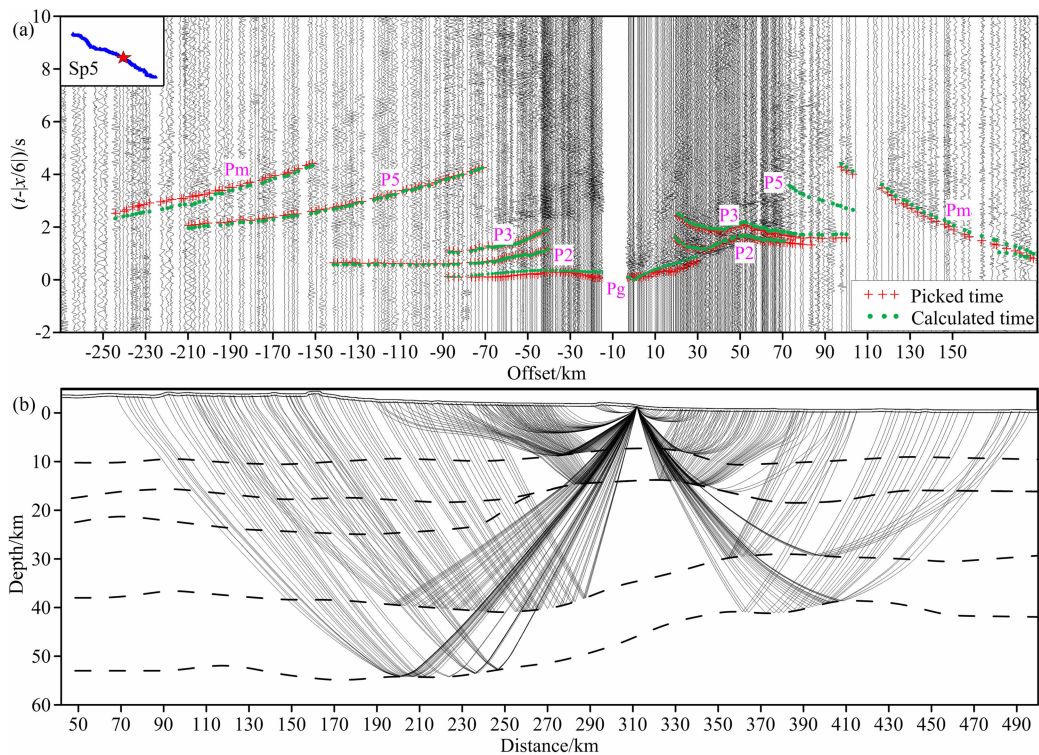


图 8 “阿坝—遂宁”剖面 Sp5 炮

(a) 地震记录和走时拟合; (b) 最终反演模型上射线分布.

Fig. 8 Shot Sp5 of the “Aba-Suining” profile

(a) Seismic records and the fitting between the picked and the calculated traveltimes; (b) Ray paths on the final inversion model.

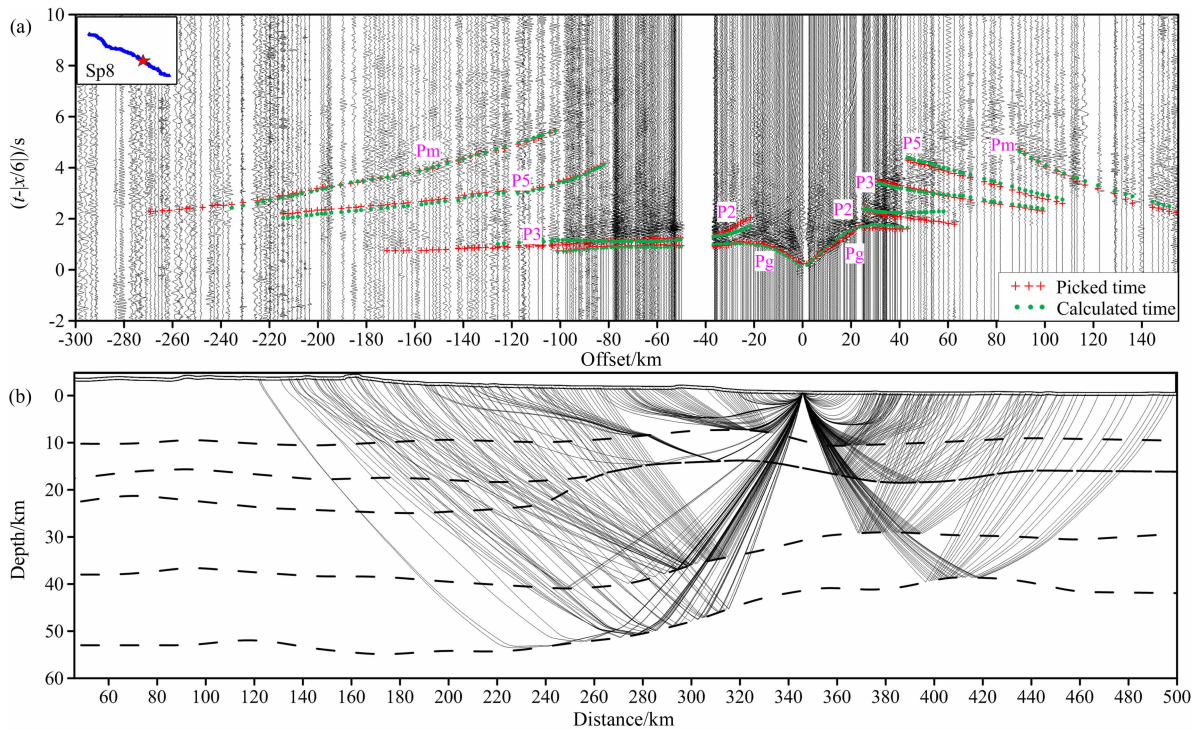


图 9 “阿坝—遂宁”剖面 Sp8 炮

(a) 地震记录和走时拟合; (b) 最终反演模型上射线分布.

Fig. 9 Shot Sp8 of the “Aba-Suining” profile

(a) Seismic records and the fitting between the picked and the calculated traveltimes; (b) Ray paths on the final version model.

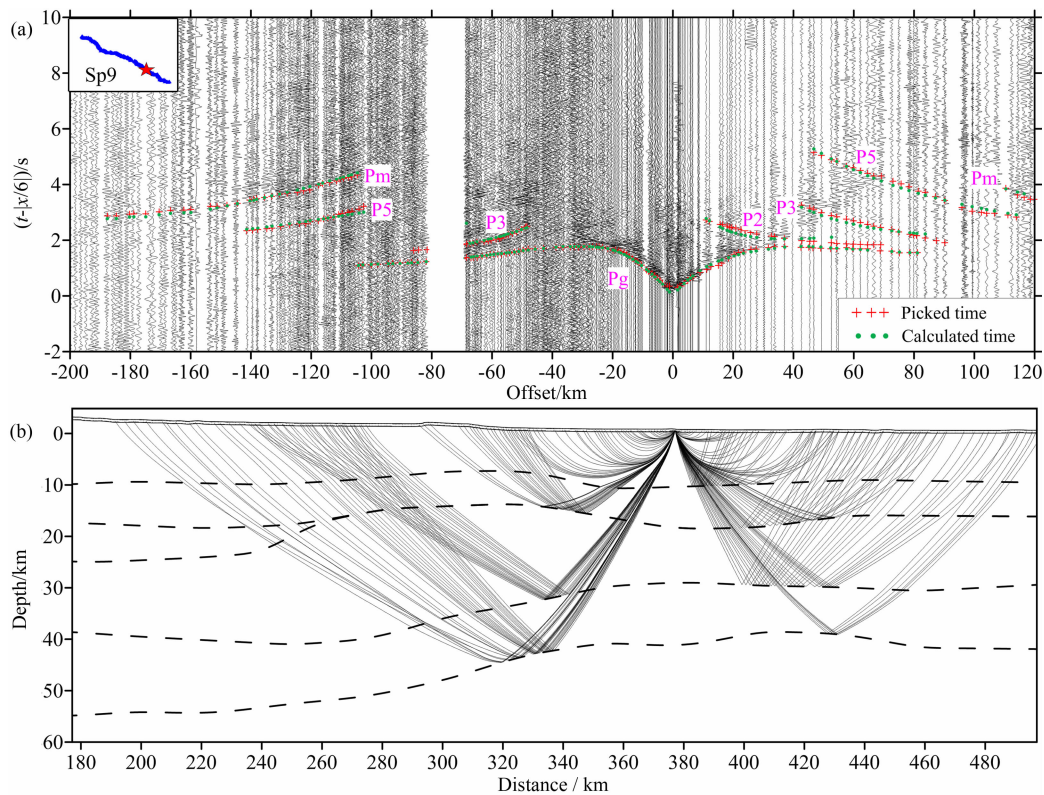


图 10 “阿坝—遂宁”剖面 Sp9 炮
(a) 地震记录和走时拟合; (b) 最终反演模型射线分布。
Fig. 10 Shot Sp9 of the “Aba-Suining” profile

(a) Seismic records and the fitting between the picked and the calculated traveltimes; (b) Ray paths on the final inversion model.

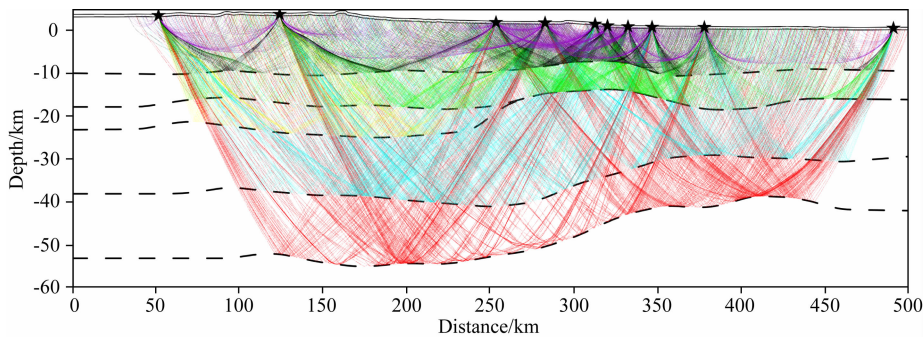


图 11 最终反演模型上的地震射线路径覆盖
Fig. 11 Ray paths of all shots and phases on the final inversion model

显示该剖面的射线覆盖足够,走时拟合理想,反演的地壳二维速度结构是可靠的。

4.3 速度结构分析

本文识别震相时参考了同区深地震反射剖面结果(Guo et al., 2013),通过多次叠加的深地震反射资料可给出高精度的壳内界面形态,有助于减少深地震测深资料中震相识别的不确定性.本文精确考虑了起伏地形对成像结果的影响,将浅层速度结构作为全地壳结构反演的初始模型.所得二维地壳速度结构明显表现出与地表断裂相一致的“横向分块”

性,沿剖面可分为三个主要构造单元.下面将分别对各构造单元内部结构进行详细描述和分析。

4.3.1 松潘甘孜块体

从速度结构上来看,松潘甘孜块体上地壳有低速的三叠纪复理石沉积,厚度可达 10 km (Bruguier et al., 1997).在 5~10 km 的深度范围内,横向分布的高速异常体与地表断裂呈很好的对应关系(图 12),这些高速异常体可能是中生代的花岗岩侵入,但未出露地表.低速底界面起伏不平则反映了地层的褶皱变形作用.中下地壳速度较低,反映了青藏高原

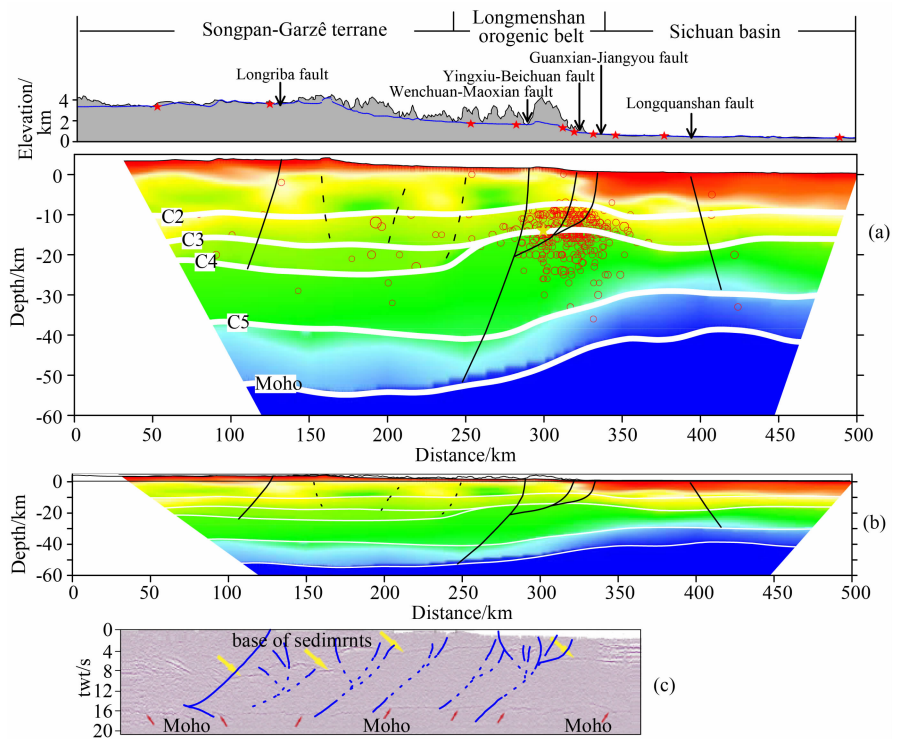


图 12 (a) 由二维地壳结构推测的动力学模型(黑线为构造断裂,红圈为 1978 年以来该地区发生的 $M_s>4.0$ 地震,黄色五角星为汶川地震);(b) 断裂走向(深度和距离为同一比例显示),虚线是推测的断裂;(c) 深地震反射剖面构造解释图(蓝线标注构造断裂)(Guo et al., 2013)

Fig. 12 (a) Dynamic model inferred based on the 2D velocity structure (black lines are faults; red circles are earthquakes occurred along the profile since 1978 with $M_s>4.0$; yellow star is the Wenchuan earthquake); (b) Fault geometry, dashed lines are inferred faults; (c) Tectonic interpretation of deep seismic reflection profile (blue lines mark faults)

原内部地壳较软弱的特点. 地壳整体厚度约为 57 km, 表现出明显的高原地壳性.

4.3.2 龙门山断裂带

相对四川盆地和松甘地体, 龙门山断裂带在地表即呈现明显高速, 地表速度达 $5.5\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$, 与地表分布的彭灌杂岩带相一致. P2、P3 界面在龙门山断裂带下方被抬升, 与龙门山的抬升过程相一致. 中下地壳横向速度变化较大, 由西部低速过渡为东部高速. Moho 面在龙门山断裂带下方不到 100 km 的水平距离内有近 13 km 的抬升, 但抬升坡度较缓, 未出现“陡坎”状的突然变化.

4.3.3 四川盆地

四川中—新生代前陆盆地属于扬子块体的一部分, 广泛分布的沉积岩层呈近水平分布. 盆地内的龙泉山断裂是龙门山前陆盆地的东缘边界构造带(邓起东等, 1994). 四川盆地地壳总厚度约为 40 km, 从浅部到深部表现为“低速—高速”的层状分布特点. 若以 $5.8\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ 为界, 浅部的低速沉积层厚度约为 11 km, 并以龙泉山断裂为界, 表现为西厚东薄的

特点. 另外, 盆地西侧表现为清晰的压扭形态(图 3a), 这与青藏高原东缘的逆冲推覆作用和该区所经受的剥蚀作用有关. 青藏高原东部降雨充沛, 高陡地形条件下剥蚀作用加剧, 加之被逆冲抬升的龙门山的重力作用, 断裂带与四川盆地的接触带呈现清晰压扭形态. 中下地壳平均速度较高, 呈现西薄东厚的特点. 龙泉山断裂表现为南东倾向, 推测是逆冲推覆构造的速度体现.

综上, 松潘甘孜块体和四川盆地地壳结构分别属于较软弱的造山带型和较坚硬的地台型(王椿镛等, 2003). 两者以龙门山断裂带为界, 在地壳厚度、平均速度等方面均存在较大差异.

最终模型整体特征与 Jia 等(2014)相似, 但也存在部分差异, 主要表现为: (1) 未观察到松潘甘孜块体 5~10 km 深度范围内的低速层; (2) 中下地壳速度横向上连续变化, 壳内高低速异常体较少; (3) 壳内分层较少. 出现上述差异的原因, 分别因为: (1) 松潘甘孜块体内的地震记录, 在远炮检距依然可以接收到连续的初至震相 Pg, 说明在浅层初至波可

以达到的深度不存在低速层;另因本文初至波反演时严格考虑了起伏地形对射线分布及反演结果的影响,因此上地壳反演精度更高;(2)所拾取的深层震相(P4,P5,Pm)在各个构造单元内,是平稳渐变的;方法方面,本文所采用的反演方法尽量减少人为参与,在给定初始模型和反演参数后,自动反演,以尽量减少主观因素对模型的影响;(3)所拾取震相与深地震反射剖面对比,尽量拾取较强能量的反射震相,并通过走时互换对比后使得各炮上均有对应震相,忽略在个别单炮上出现而在其他炮集上不存在的壳内小反射界面,所以壳内分层较少。

5 构造含义讨论

5.1 扬子地台和青藏高原的深部构造关系及动力学过程

从整体来看,Moho 面为韧性挠曲的构造形态,中下地壳各层速度横向连续变化,不存在纯构造块体间的突变.结合深地震反射剖面结果(Guo et al., 2013),认为龙日坝断裂以东的中下地壳为俯冲下插到松潘甘孜软弱地壳内的古扬子块体.印支运动之前松潘—甘孜地区为一古洋盆,与东侧的扬子块体为洋壳-陆壳接触关系,即松潘甘孜块体的东缘作为扬子块体西缘,是一个被动大陆边缘(Harrowfield and Wilson, 2005).受印度板块和欧亚板块的碰撞,青藏高原物质向东运移,造成高原东缘的挤压环境,作为被动边界的松潘甘孜地区较扬子块体更为薄弱,更易受到挤压变形,使得地壳相对增厚,地壳速度减小,并在地表形成一组逆冲推覆断裂带.浅部的速度变化剧烈,速度分块较为破碎,反映了脆性上地壳的逆冲推覆过程.而速度横向连续变化的中下地壳以及韧性挠曲的 Moho 面标志深部以韧性变形为主的构造特征(图 12a).该观点与 Guo 等 (2013) 深地震反射结果相一致(图 12c),而 C4 界面可能是上地壳脆性变形和中下地壳韧性变形的分界面。

5.2 地震活动性

松潘甘孜块体与邻近的四川盆地地壳厚度差大约为 17 km、地貌高度差大约为 4 km,从而在横向上形成巨大压力差.图 12a 显示,龙门山断裂带域绝大多数的震源位置在 20 km 以上,属于脆性的中上地壳范围.青藏高原地壳物质向东运移过程中,松潘甘孜块体韧性变形的中下地壳从底部拖曳着被断裂切割的上部脆性地壳,受到坚硬的四川盆地阻挡,导致应变在不同断裂上积累和释放,诱发大量地震。

6 结论

本文对深地震测深剖面重新处理,以重建该剖面全地壳速度结构.在识别震相时参照同区域深地震反射剖面结果(Guo et al., 2013),可合理利用多次叠加后的高精度界面信息减少震相识别的不确定性;浅层速度结构反演时用贴体网格描述介质,精确考虑了起伏地形的影响;在全地壳二维反演中,用精细网格点描述介质,使得全地壳模型得以很好继承浅层初至波反演结果。

本文二维全地壳速度结构表明沿剖面具有“横向分块”的特点,可分为三个主要构造单元:松潘甘孜块体、龙门山断裂带和四川盆地.松潘甘孜块体地表被低速的复理石沉积层覆盖,厚度可达大约 10 km; 5~10 km 的深度范围内,与地表断裂相对应的高速异常体可能是中生代的花岗岩侵入但未出露地表;低速层底界面起伏不平则反映了地层的褶皱变形作用;中下地壳速度横向上连续变化,平均速度较低.四川盆地以龙泉山断裂为界,沉积层西厚东薄,并在西侧出现与挤压和剥蚀作用相关的压扭形态;中下地壳西薄东厚,平均速度较高.龙门山断裂带浅表高速且中上地壳内界面(C2 和 C3)被抬升,与龙门山的抬升过程相一致;Moho 面在龙门山断裂带下方几十公里的范围内自西向东抬升了大约 13 km,速度结构和 Moho 面深度在龙门山断裂带处均发生较大变化,推测龙门山断裂是一条贯穿全地壳的深大断裂。

沿着整个剖面,Moho 面呈韧性挠曲形态,中下地壳速度横向上连续变化.结合深地震反射剖面结果(Guo et al., 2013),认为龙日坝断裂以东的中下地壳为俯冲到松潘甘孜软弱地壳内的古扬子块体。

在青藏高原向东的挤压环境下,松潘甘孜块体下方韧性变形的中下地壳在底部拖曳着被断裂切割的脆性上地壳向东运移,受坚硬四川盆地的阻挡,沿着龙门山断裂向上挤出,应力在不同断裂上积累和释放,诱发大量地震。

致谢 非常感谢主持并实施野外地震数据采集的中国地震局地球物理勘探中心共享地震数据;感谢中国地震局地球物理所王椿镛研究员和中国地质科学院地质所李文辉助研究员的有益建议和讨论。

References

Bai D H, Unsworth M J, Meju M A, et al. 2010. Crustal deformation

- of the eastern Tibetan plateau revealed by magnetotelluric imaging. *Nature Geoscience*, 3(5): 358-362.
- Bai Z M, Tian X B, Tian Y. 2011. Upper mantle P-wave tomography across the Longmenshan fault belt from passive-source seismic observations along Aba-Longquanshan profile. *Journal of Asian Earth Sciences*, 40(4): 873-882.
- Bruguier O, Lancelot J R, Malavielle J. 1997. U-Pb dating on single detrital zircon grains from the Triassic Songpan-Garzê flysch (Central China): Provenance and tectonic correlations. *Earth and Planetary Science Letters*, 152(1-4): 217-231.
- Chen S F, Wilson C J L. 1996. Emplacement of the Longmen Shan thrust-Nappe belt along the eastern margin of the Tibetan Plateau. *J. Struct. Geol.*, 18(4): 413-430.
- Chen X B, Wu Y Q, Du P S, et al. 1988. Crustal velocity structure at two sides of Longmenshan tectonic belt (in Chinese). // EditDep. of Sci. Program. and Earthquake Monit., China Seismol. Bur., Seismol. In Developments in the Research of Deep Structure of China's Continent, Beijing: Geological Press, 112-127.
- Chen Z, Burchfiel B C, Liu Y, et al. 2000. Global positioning system measurements from eastern Tibet and their implications for India/Eurasia intercontinental deformation. *J. Geophys. Res.*, 105(B7): 16215-16227.
- Clark M K, Royden L H. 2000. Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology*, 28(8): 703-706.
- Cook K L, Royden L H. 2008. The role of crustal strength variations in shaping orogenic plateaus, with application to Tibet. *J. Geophys. Res.*, 113(B8): B08407.
- Cui Z Z, Chen J P, Wu L. 1996. Deep Crustal Structure and Tectonics in Huashixia-Shaoyang Profile (in Chinese). Beijing: Geological Press, 156-168.
- Deng Q D, Chen S F, Zhao X L. 1994. Tectonics, seismisity and dynamics of Longmenshan mountains and its adjacent regions. *Seismology and Geology* (in Chinese), 16(4): 389-403.
- Guo X Y, Gao R, Keller F R, et al. 2013. Imaging the crustal structure beneath the eastern Tibetan Plateau and implications for the uplift of the Longmen Shan range. *Earth and Planetary Science Letters*, 379: 72-80.
- Harrowfield M J, Wilson C J L. 2005. Indosinian deformation of the Songpan Garzê Fold Belt, northeast Tibetan Plateau. *J. Struct. Geol.*, 27(1): 101-117.
- Hobro J W D, Singh S C, Minshall T A. 2003. Three-dimensional tomographic inversion of combined reflection and refraction seismic traveltimes data. *Geophys. J. Int.*, 152(1): 79-93.
- Hole J A. 1992. Nonlinear high-resolution three-dimensional seismic travel time tomography. *J. Geophys. Res.*, 97(B5): 6553-6562.
- Houseman G, England P. 1993. Crustal thickening versus lateral expulsion in the Indian-Asian continental collision. *J. Geophys. Res.*, 98(B7): 12233-12249, doi: 10.1029/93JB00443.
- Hubbard J, Shaw J H. 2009. Uplift of the Longmen Shan and Tibetan plateau, and the 2008 Wenchuan ($M=7.9$) earthquake. *Nature*, 458(7235): 194-197.
- Jia S X, Liu B J, Xu Z F, et al. 2014. The crustal structures of the central Longmenshan along and its margins as related to the seismotectonics of the 2008 Wenchuan Earthquake. *Science China Earth Sciences*, 57(4): 777-790.
- Lei J S, Zhao D P. 2009. Structural heterogeneity of the Longmenshan fault zone and the mechanism of the 2008 Wenchuan earthquake ($M=8.0$). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(10): Q10010.
- Li Q S, Gao R, Wang H Y, et al. 2009. Deep background of Wenchuan earthquake and the upper crust structure beneath the Longmen Shan and adjacent areas. *Acta Geologica Sinica*, 83(4): 733-739.
- Liu Q Y, van Der Hilst R D, Li Y, et al. 2014. Eastward expansion of the Tibetan Plateau by crustal flow and strain partitioning across faults. *Nature Geoscience*, 7(5): 361-365, doi: 10.1038/ngeo2130.
- Ma T, Zhang Z J. 2014. Calculating ray paths for first-arrival travel times using a topography-dependent eikonal equation solver. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(3): 1501-1517, doi: 10.1785/0120130172.
- Meade B J. 2007. Present-day kinematics at the India-Asia collision zone. *Geology*, 35(1): 81-84.
- Molnar P, Tapponnier P. 1975. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. *Science*, 189(4201): 419-426, doi: 10.1126/science.189.4201.419.
- Ren J X, Wang Z X, Chen B W. 1999. Tectonic Maps of China and Its Surrounding Region (in Chinese). Beijing: Geological Press.
- Royden L H, Burchfiel B C, King R W, et al. 1997. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. *Science*, 276(5313): 788-790.
- Royden L H, Burchfiel B C, van der Hilst R D. 2008. The geological evolution of the Tibetan plateau. *Science*, 321(5892): 1054-1058, doi: 10.1126/science.1155371.
- Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, et al. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 294(5547): 1671-1677.
- Wang C Y, Flesch L M, Silver P G, et al. 2008. Evidence for mechanically coupled lithosphere in central Asia and resulting implications. *Geology*, 36(5): 363-366, doi: 10.1130/G24450A.1.
- Wang C Y, Han W B, Wu J P, et al. 2003. Crustal structure beneath the Songpan-Garzê orogenic belt. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 25(3): 229-241.
- Wang C Y, Han W B, Wu J P, et al. 2007. Crustal structure beneath the eastern margin of the Tibetan Plateau and its tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, 112(B7): B07307.
- Wang C Y, Wang X L, Shu W, et al. 2006. Seismological evidence of the crust flowing under the eastern boundary part of Qinghai-Tibet Plateau. *Earthquake Research in Sichuan* (in Chinese), (4): 1-4.
- Wang E C, Meng Q R. 2009. Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of the Longmenshan fault belt. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 52(5): 579-592.
- Wang X B, Zhu Y T, Zhao X K, et al. 2009. Deep conductivity characteristics of the Longmen Shan, Eastern Qinghai-Tibet Plateau. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 52(2): 564-571.

Wang Y X, Mooney W D, Han G H, et al. 2005. The crustal P-wave velocity structure from Altyn Tagh to Longmen mountains along the Taiwan-Altay geoscience transect. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 48(1): 98-106.

Xu T, Li F, Wu Z B, et al. 2014. A successive three-point perturbation method for fast ray tracing in complex 2D and 3D geological models. *Tectonophysics*, 627: 72-81.

Xu T, Xu G M, Gao E G, et al. 2006. Block modeling and segmentally iterative ray tracing in complex 3D media. *Geophysics*, 71(3): T41-T51.

Xu T, Zhang Z J, Gao E, et al. 2010a. Segmentally iterative ray tracing in complex 2D and 3D heterogeneous block models. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(2): 841-850.

Xu Y, Li Z W, Huang R Q, et al. 2010b. Seismic structure of the Longmen Shan region from S-wave tomography and its relationship with the Wenchuan M_s 8.0 earthquake on 12 May 2008, southwestern China. *Geophysical Research Letters*, 37(2): L02304.

Xu Z Q, Ji S C, Li H B, et al. 2008. Uplift of the Longmen Shan range and the Wenchuan earthquake. *Episodes*, 31(3): 291-301.

Zhang X Y, Xu T, Bai Z M, et al. 2017 High-precision reflection traveltine tomography for velocity structure with an irregular surface. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 60(2): 541-553, doi: 10.6038/cjg20170209.

Zhang Z J, Wang Y H, Chen Y, et al. 2009. Crustal structure across Longmenshan fault belt from passive source seismic

profiling. *Geophysical Research Letters*, 36(17): L17310, doi: 10.1029/2009GL039580.

附中文参考文献

陈学波, 吴跃强, 杜平山等. 1988. 龙门山构造带两侧地壳速度结构特征. // 国家地震局编. 中国大陆深部构造的研究与进展. 北京: 地质出版社, 112-127.

崔作舟, 陈纪平, 吴苓. 1996. 花石峡—邵阳深部地壳的结构和构造. 北京: 地质出版社, 156-168.

邓起东, 陈社发, 赵小麟. 1994. 龙门山及其邻区的构造和地震活动及动力学. 地震地质, 16(4): 389-403.

任纪舜, 王作勋, 陈炳蔚. 1999. 从全球看中国大地构造: 中国及邻区大地构造图简要说明. 北京: 地质出版社.

王椿镛, 韩渭宾, 吴建平. 2003. 松潘—甘孜造山带地壳速度结构. 地震学报, 25(3): 229-241.

王椿镛, 王溪莉, 苏伟. 2006. 青藏高原东缘下地壳流动的地震学证据. 四川地震, (4): 1-4.

王绪本, 朱迎堂, 赵锡奎. 2009. 青藏高原东缘龙门山逆冲构造深部电性结构特征. 地球物理学报, 52(2): 564-571.

王有学, Mooney W D, 韩果花. 2005. 台湾—阿尔泰地学断面阿尔金—龙门山剖面的地壳纵波速度结构. 地球物理学报, 48(1): 98-106.

张新彦, 徐涛, 白志明. 2017. 起伏地形下的高精度反射波走时层析成像方法. 地球物理学报, 60(2): 541-553, doi: 10.6038/cjg20170209.

(本文编辑 张正峰)