

青藏高原东北缘康拉德界面存在的地震学证据及构造意义初探

焦煜媛¹⁾, 沈旭章^{1, 2)*}, 李秋生³⁾

1) 中国地震局兰州地震研究所, 甘肃兰州 730000;

2) 中国地震局兰州地震研究所黄土地震工程重点实验室, 甘肃兰州 730000;

3) 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037

摘 要: 康拉德界面既是上地壳和下地壳的分界面, 也是地壳内部花岗岩与玄武岩的分界面, 其对于研究地壳稳定性、区域地质构造活动和地块演化历史等具有重要的指示意义。位于青藏高原东北缘的甘东南地区是多个地块的交汇区域, 发育了多个断层和多次历史大地震。根据早期的研究结果, 在构造活动比较强烈的大陆地壳内康拉德界面有可能是缺失的, 但在该区域近震波形资料中清楚地记录到了振幅要比直达波大 2~3 倍的来自康拉德界面的震相。通过波形模拟和走时拟合, 对这些震相进行了进一步核实。该结果提供了青藏高原东北缘存在康拉德界面的直接地震学证据。本文研究结果表明在构造活动活跃区域也可能存在康拉德界面, 同时该结果对于该区域震相的准确识别、地震三要素的准确计算等也具有重要的参考价值。

关键词: 康拉德界面; 理论地震图; 青藏高原东北缘

中图分类号: P315.2; P315.61 文献标志码: A doi: 10.3975/cagsb.2017.04.04

Seismic Evidence of the Conrad Discontinuity on the Northeast Margin of the Tibetan Plateau and a Tentative Discussion on Its Tectonic Implications

JIAO Yu-yuan¹⁾, SHEN Xu-zhang^{1, 2)*}, LI Qiu-sheng³⁾

1) Lanzhou Institute of Seismology, China Earthquake Administration, Lanzhou, Gansu 730000;

2) Key Laboratory of Loess Earthquake Engineering, Lanzhou Institute of Seismology, China Earthquake Administration, Lanzhou, Gansu 730000;

3) Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037

Abstract: Conrad discontinuity, a boundary between the upper and the lower crusts and also a boundary between granite and basalt, plays an important role in the study of the stability of the earth's crust, the regional tectonic activity and the evolution of the block. The northeast margin of the Tibetan Plateau is located at the junction of several blocks and characterized by the development of large faults and strong historical earthquakes. The previous results hold that the Conrad discontinuity might be missing beneath the area with strong tectonic activity. In this study, several phases caused by the Conrad discontinuity, whose amplitudes are 2~3 times larger than those of the direct waves, were observed in southeast Gansu Province on the northeastern margin of the Tibetan Plateau. These phases were conformed to be derived from the Conrad discontinuity through wave form modeling and travel time fitting. The results not only provide direct evidence of seismology for the existence of the Conrad discontinuity on the northeastern margin of the Tibetan Plateau but also indicates that this discontinuity may also exist in the region of active tectonic activity. Moreover, this study is helpful to the accurate identification of the seismic phases of the

本文由中国地震局地震预测研究所基本科研业务专项(编号: 2014IESLZ03)和国家自然科学基金(编号: 41574077; 41274093)联合资助。

收稿日期: 2017-04-01; 改回日期: 2017-05-23。责任编辑: 闫立娟。

第一作者简介: 焦煜媛, 女, 1980 年生。工程师, 硕士研究生。主要从事地震观测工作。通讯地址: 730000, 甘肃省兰州市东岗西路 450 号。E-mail: jiaoyy2013@sina.com。

*通讯作者: 沈旭章, 男, 1976 年生。研究员, 博士生导师。主要从事地球深部构造特征与构造属性研究。通讯地址: 730000, 甘肃省兰州市东岗西路 450 号。电话: 0931-8277661。E-mail: shenxzhang@gmail.com。

regional earthquakes and the accurate calculation of the three elements of earthquake.

Key words: Conrad discontinuity; synthetic seismogram; northeastern margin of the Tibetan Plateau

康拉德间断面是奥地利学者 Conrad(1925)在地震观测中首次发现的。此后很多地震学工作者在大陆地壳内不同区域和不同尺度上也探测到了此界面(e.g., Berry and Fuchs, 1973), 并对此界面相关性质进行了研究。比如 1970—1994 年期间, 苏联在超深钻井项目中发现康拉德界面是一个地震波速度跃变非常大的界面(Richard, 1989; Pavlenkova, 1993); 且在常见的一维参考地球模型, 如 PREM、IASP91 和 AK135 中也包含有康拉德界面。可是关于该界面是否是一个全球普遍存在的界面, 一直存在争议。相关研究认为, 该界面与研究区的地壳结构及其形成和演化的历史密切相关, 在海洋地壳内和有时在构造活动比较强烈的大陆地壳内康拉德界面可能是缺失的(Litak and Brown, 1989; Richard, 1989; Pavlenkova, 1993)。

近期, 已有研究者在有些地质构造活动比较强烈的区域地震波形中发现有来自康拉德界面的强振幅震相。例如, 郭杰等(2013)在位于豫北东北部的濮阳市地震台观测中发现了康拉德界面的反射波震相, 该区域地震较多, 属于构造活动比较活跃的地区; He 和 Hong(2010)利用韩国测震台网的数据发现了地震波形中康拉德界面的折射震相, 在地质历史上, 朝鲜半岛经历了一系列较大的构造事件, 包括大陆碰撞、裂谷、造山等活动。

甘肃东南部(简称甘东南)地区位于青藏高原东北缘, 是青藏高原块体、鄂尔多斯块体和阿拉善块体的交汇区, 属于中国大陆地壳构造活动极为强烈的地区之一, 是中强地震的多发区。按照通常的理解, 在这样的地质构造背景下, 该地区康拉德界面有可能缺失。但事实上, 一线测震工作人员经常发现, 在该区域近震波形图中记录到了一些比较特殊的震相, 它们紧随直达波之后, 振幅比直达波大 2~3 倍, 推测它们可能来自康拉德界面。但是由于震相多而复杂, 并受观测资料质量和数量的限制, 一直缺乏针对性的定量研究, 因此确认前述的特殊震相是否来自康拉德界面的研究工作长期被搁置。

目前, 随着地震观测设备覆盖范围的逐步扩大、观测技术和观测质量的不断提升以及地震波形资料的大量累积, 广大地震科研工作者利用测震台网或台阵资料来提取特定强震相的弱前驱波(Revenaugh and Sipkin, 1994)、弱次生转换震相(Eagar et al., 2010; Liu et al., 2010; Xu et al., 2011)以及三重震相等研究地球内部精细结构的条件已经具

备, 特别是和弱的地幔间断面和部分速度异常区(Wang and Niu, 2010; Li et al., 2013; 李国辉等, 2014)相关震相的提取技术渐趋成熟, 地震波形记录的质量也大幅度提高。在这些技术条件背景的基础上, 我们有充分的良好条件利用测震台网的地震波形资料来研究地壳内部的复杂结构。

本研究对发生在甘东南地区岷县漳县交界处的一个近震事件的波形数据进行了细致研究和分析, 并且借助波形数值模拟和走时曲线拟合准确确定了观测资料中来自康拉德界面的相关震相。该结果表明在研究区明显存在康拉德界面, 在此基础上还对康拉德界面的存在原因, 以及来自该界面的震相对地震灾害的评估和地震三要素的准确确定等产生的负面影响进行了进一步的讨论。本文结果对甘东南地区地壳精细结构的确定具有重要研究意义, 而修正后的地壳结构模型对该地区地震风险的评估有重要参考价值。

1 构造背景和观测数据

本文研究区为甘东南地区(图 1 中震源与台站连线覆盖的区域), 该区域位于青藏块体东北缘, 地处南北地震带中段, 其边界和内部发育多组活动断裂, 受青藏高原向东北挤压作用的影响, 甘东南地区新构造运动和地震活动强烈, 褶皱分布广泛(张国伟等, 2004; 侯康明等, 2005; 俞晶星等, 2012), 是强震和中强震发生的重要场所(刘小凤等, 2010)。历史上曾发生过多起强震和中强震: 1654 年天水南和 1879 年武都南两次 8 级大地震(韩竹军等, 2001; 袁道阳等, 2007; 焦赞和王得楷, 2010); 公元前 186 年甘肃武都 6~7 级地震、1837 年岷县北 6 级地震等(国家地震局兰州地震研究所, 1989; 何文贵等, 2006; 袁道阳等, 2007); 近年来也曾发生过多起破坏性地震(郑文俊等, 2005)。

为建立强震发生与地壳结构的关系, 中国科学院、中国地震局等许多单位在 19 世纪 60 年代中期起, 利用工业爆破进行地震深部探测, 得到了青藏高原东北缘地球内部的速度分布, 并发现在甘肃地区地壳中存在一深度为 23 km 左右的高速夹层, 夹层以上和夹层以下的地层速度皆为 6.0~6.2 km/s, 地壳厚度为 50~52 km(曾融生等, 1965)。王周元(1984)利用 143 个天然地方震和近震的 2 000 多个 P、S 波震相的初至综合平均时距曲线反演得到甘肃地区地壳的水平分层平均模型如下: 玄武岩层之间

的康拉德界面约在地下 21 km 深处。王椿镛(1997)利用工业爆破在甘肃景泰地区进行低频地震探测,得到了该区的地壳内部的速度分布,发现在地壳中存在高速夹层。李松林等(2002)利用玛沁—兰州—靖边综合地球物理探测剖面波形资料,结合人工地震走时曲线和地震层析成像技术,发现康拉德界面是一个比较明显且沿整个剖面连续的界面,此界面深度大约为 31 km 左右,地壳厚度为 42~60 km。由此可见,前人对于局部地壳内部高速间断面——康拉德界面的研究取得了一定的研究成果,但通过建立合理的地壳内部速度结构模型、借助震相理论走时曲线、定量研究区域康拉德界面工作还很少。基于此,本文拟利用天然地震近震波形模拟对该区域是否存在康拉德界面及其性质进行定量研究。

我们选用甘肃测震台网 19 个固定台站记录到的发生在甘东南地区一次地震事件的波形数据。地震事件震中位置及台站位置分布如图 1 所示,这些台站均使用宽频带数字地震仪(地震仪型号有 CTS-1、BBVS-60 和 CMG-3ESPC)。此次地震事件的地震参数和震源机制解均采用哈佛大学 CMT 解(表 1)。这次地震震级虽然不是很大,但在震源附近产生了比较强烈的地面运动,并且从地震波形图中可以较清晰地识别到和地壳结构相关的较多震相。

为避免较大地震震源复杂性对观测资料产生的不利影响,且考虑到本研究重点在于分析地壳浅部结构(目标是康拉德界面),我们选取了震级

$M_s5.4$ 的浅源近震事件作为主要分析研究对象。根据日常的地震波分析经验,甘肃台网记录到的发生在甘东南一带的地震,震中距大约在 210 km 时首波 P_n 先于直达波作为初至波出现在地震记录图上,据此我们选择的台站震中距范围为 120~300 km,所选地震波形资料在借助走时曲线的前提下完全可以满足能够区分出初至波是直达波还是首波的需要。为了避免震中距相近的台站较多时,导致在地震波形剖面图上震中距相近的两台站地震波形堆叠的情况,以经过震中中心的水平线为分界线将研究区域平分为南北两个区域,如图 1 中所示,黑色三角形代表的台站所在的区域为北边区域(用 N 表示,简称北区),蓝色三角形代表的台站所在的区域为南边区域(用 S 表示,简称南区)。由于地震波传播的运动学和动力学性质决定了地震波记录图上垂直向的 P 波震相比较清楚,水平向的 S 波震相比较清楚,因此,本文在用 P 波作为研究对象的部分选择了地震波记录图上的垂直向地震波形数据,在用 S 波作为研究对象的部分选择了地震波记录图上的水平向地震波形数据。

2 方法与结果

图 2 显示了在近震波形记录中一些常见震相的射线路径及震相名称。其中 $sPdP$ 、 PdP 、 $sSdS$ 和 SdS 是由康拉德界面直接反射产生的震相。在本研究中,我们重点利用以上震相对康拉德界面进行了研究。

地震仪仿真是将给定的一种地震图“映射”成(或者说,对应地转换成)另一种地震仪的地震图。目前,测震台一般都用宽频带数字地震仪记录地震信号,虽然在数字化时代,地震观测技术迈进了很大一步。但数字速度地震记录波形与传统的位移型模拟记录波形形态有很大差异。于是为了利用传统地震图分析经验进行震相识别和震相数据读取,在平时的地震分析工作中,一般需要进行地震仪仿真。

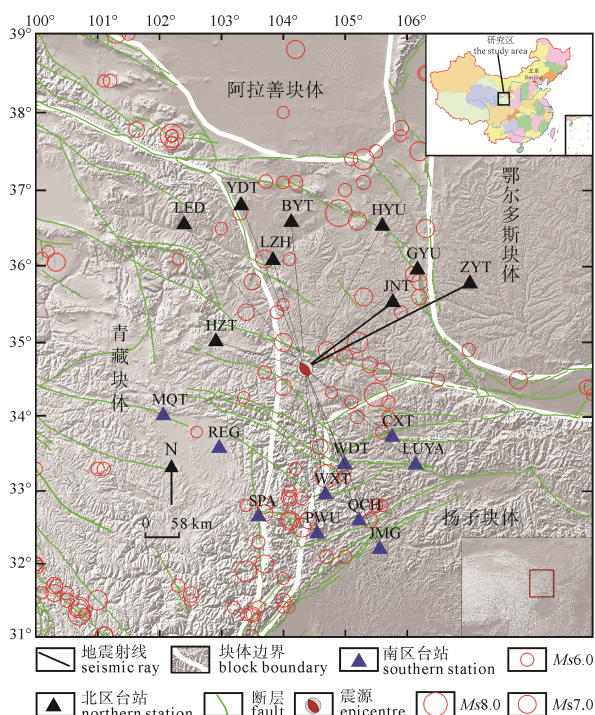


图 1 台站位置及震中位置分布图
(震源机制解图表示震中位置)

Fig. 1 The location of epicenter and stations
(the focal mechanism beach ball shows the epicenter)

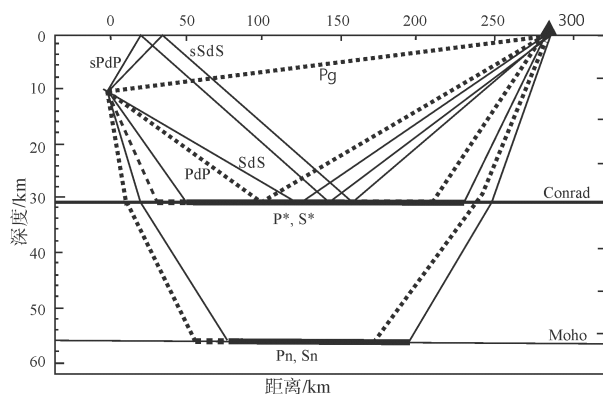


图 2 康拉德界面和莫霍面相关震相射线路径示意图
Fig. 2 A schematic illustration of the ray paths of crustal phases

表 1 震源参数及 CMT 解(GCMT, 2013)
Table 1 Seismic source parameters and CMT solution (after GCMT, 2013)

震中位置	发震时刻/GMT	震级/Ms	深度/km	CMT/(10 ²⁴ N · m)					
				Mrr	Mtt	Mpp	Mrt	Mrp	Mtp
34.65°N	2013-07-22	5.4	9.0	1.230	-0.340	-0.885	-0.368	0.242	0.811
104.35°E	01:12:34								

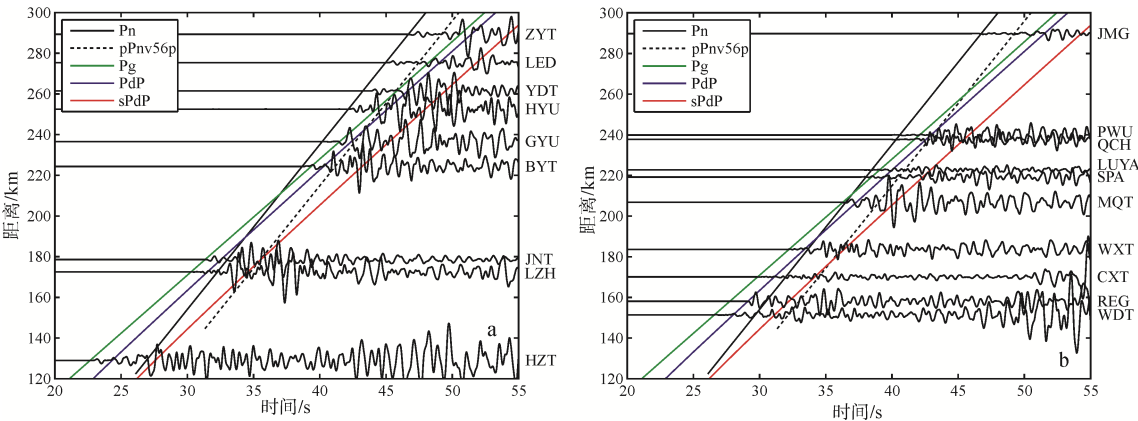


图 3 观测波形图
Fig. 3 Observation P wave profile

a-N区观测波形; b-S区域观测波形
a-observation P waveform profile from N area; b-observation P waveform profile from S area

文中所选地震波形信噪比较高, 初步能够展示出来自复杂地壳多种震相的初至。但为了更加清晰地凸显来自地壳的每个震相, 考虑到所用地震波形数据是高频的近震数据, 先把原始地震波数据仿真到世界标准地震台网短周期地震仪 WWSSN-SP(Kim, 2007)上, 截取了包含完整 P 波到完整 S 波时间段的波形数据作为研究的观测资料, 然后对数据进行了格式转换、去均值、去尖灭、去线性趋势等处理。得到如图 3 所示的所选台站垂直向 P 波波形剖面图以及由图 7 和图 8 所示的由水平向旋转到径向的 S 波波形剖面图。

为了获得包括来自康拉德界面相关震相在内的各 P 波近震理论震相波形, 且便于跟观测波形进行对比, 我们以两个设置好的简单一维地壳模型

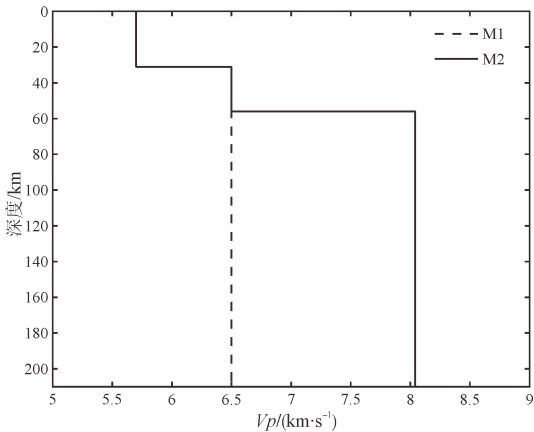


图 4 速度模型
Fig. 4 Velocity model

(图 4)进行了射线追踪, 借助 Taup 方法(Crowtwell et al., 1999)计算了理论走时曲线(如各波形图中彩色线条所示), 并且用反射透射率方法(Ma, 2013)进行了相应的理论地震波形的数值模拟(如图 5, 6, 7, 8, 9 所示)。借助理论走时曲线, 通过理论波形与观测波形的对比能够在观测波形中辨认出来自康拉德界面的震相。图 4 所示两个简单一维地壳速度结构模型都是在 iasp91 速度结构模型(Kennett and Engdahl, 1991)的基础上, 参考青藏高原及邻近地带已有的部分研究结果(滕吉文等, 1998; 苏伟等, 2002; 黄忠贤等, 2014; Shen et al., 2015; Wang et al., 2015), 通过多次试错法得到的。由于 S 波的传播速度比 P 波的慢, 利用 S 波来确定康拉德界面的深度精度会比较高, 两模型中康拉德界面的深度是通过 S 波的走时曲线和相应观测波形震相到时的吻合度来确定的; 在观测波形中首波 Pn 也是一个明显的震相, 模型 M2 中莫霍面的深度是通过首波 Pn 震相的走时曲线和相应观测波形震相到时的吻合度来确定的。其中模型 M1 仅包含一深度为 31 km 的康拉德界面, 界面上、下面的波速值均跟 iasp91 模型中康拉德界面的一致, 界面之下是一半无限空间; 模型 M2 包含康拉德界面和莫霍面两个界面, 其中康拉德界面的深度与模型 M1 一致, 莫霍面的深度为 56 km, 莫霍面上、下面的地震波速度值也均和 iasp91 模型中莫霍面的一致, 莫霍面之下也是一半无限空间。我们用这两个模型计算了相应台站的理论地震波形图和

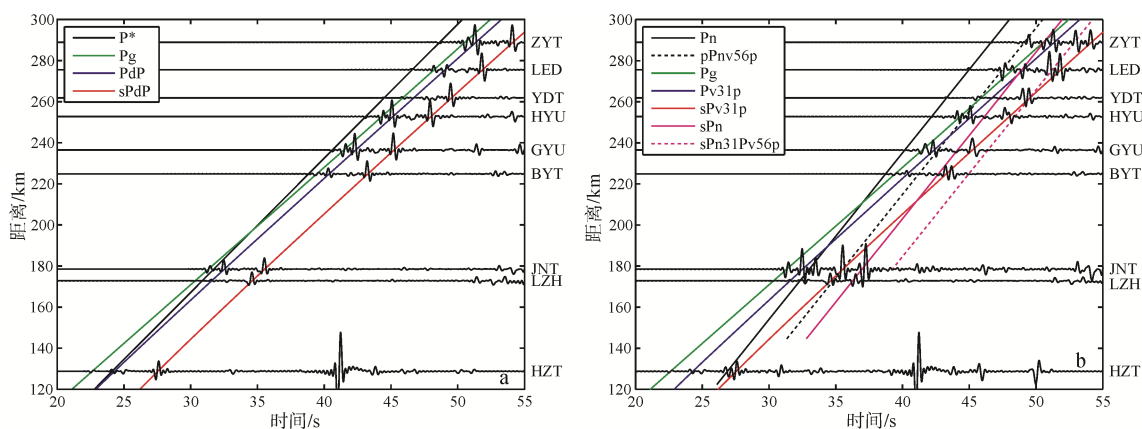


图 5 N 区理论波形图

Fig. 5 Synthetic P waveform profile from N area

a-仅存康拉德界面的理论波形图; b-康拉德界面和莫霍面都存在时理论波形图

a-the synthetic P waveform profile of only the Conrad discontinuity;

b-the synthetic P waveform profile of the Conrad and Moho discontinuity

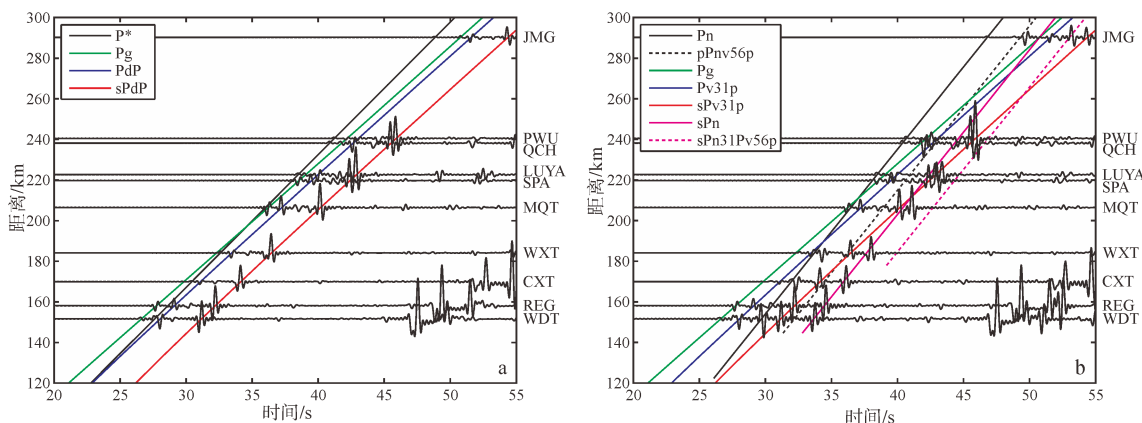


图 6 S 区理论波形图

Fig. 6 Synthetic P waveform profile from S area

a-仅存康拉德界面的理论波形; b-康拉德界面和莫霍面都存在时理论波形图

a-the synthetic P waveform profile of only the Conrad discontinuity;

b-the synthetic P waveform profile of the Conrad and Moho discontinuity

走时曲线,在计算理论地震波形图时,地震事件参数和矩心矩张量均采用哈佛大学 CMT 解(表 1),台站经、纬度均采用已选台站的经、纬度,计算出了震中距在 120~300 km 范围内的来自康拉德界面和莫霍面的各种震相(图 5, 6),以这两个模型计算出的走时曲线结合理论波形震相区分了观测波形记录图上的震相是来自康拉德界面还是莫霍面。

从 N 区域的地震波剖面图(图 3a)可以看出,在直达波 Pg 震相之后观测到了比其振幅大 2~3 倍的强振幅震相。这些震相通过借助理论走时曲线和理论地震图模拟证实包含来自康拉德界面和莫霍面的震相。比较强的后续震相从模型 M1 和模型 M2 中都被模拟了出来。因为模型 M2 中存在莫霍面,我们设计模型 M2 主要是为了模拟来自莫霍面的首波震相,借助 M1 和 M2 模型各震相的走时曲线,将 M1 和 M2 模型的理论波形和观测波形进行对比,我们可以看到观测记录图上较明显几个震相的到时均

和 M1 和 M2 模型理论地震图上各震相的到时吻合很好,从而可以证明观测记录图中有来自康拉德界面的震相。从 S 区域的 P 波地震波剖面图(图 3b)也看到了跟 N 区域类似的现象。

上面已经用 P 波震相证明了研究区康拉德界面是存在的,如果该界面存在,那么从 S 波形中也应该能够反映出有关康拉德界面的震相。为此我们试着用同样的方法研究了 S 波的震相特征,由于台网固定台站地震波记录仪以笛卡尔坐标系的形式记录三分向地震波形,根据波的运动学和动力学特征 S 波在两水平向上比较清楚,而此次地震 S 波各震相模糊不清,于是把笛卡尔坐标系的两水平向旋转到极坐标系的径向 R 和横向 T 后, R 向 S 波各震相较旋转前清晰可辨,然后用和 P 波相同的处理方法分析了研究区域的 R 向 S 波震相特征(图 7, 图 8)。从图中也能够看到来自康拉德界面清晰震相 SdS 和 sSdS。

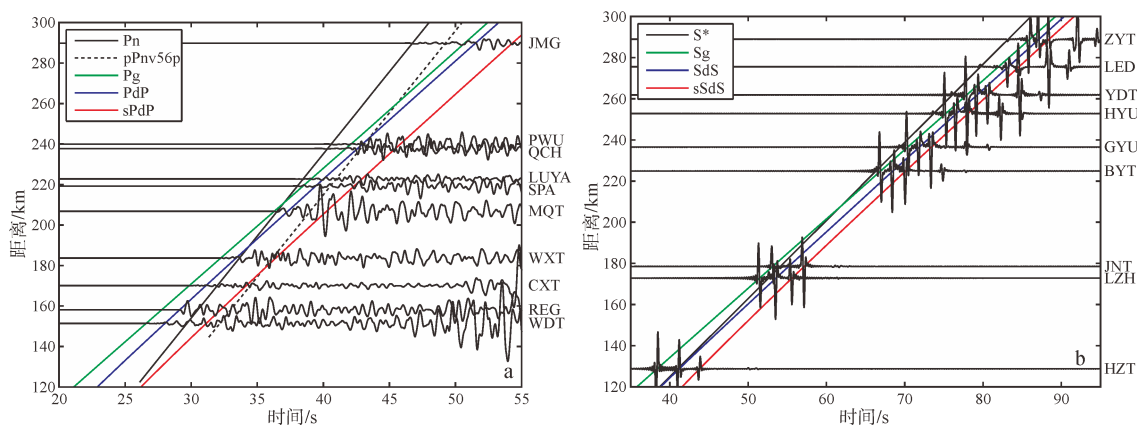


图7 N区R向S波观测波形和理论波形

Fig. 7 Observational S waveforms profile of R-component and synthetic S waveform profile from N area

a-S波观测波形; b-仅存在康拉德界面时S波理论波形

a-observation S waveform profile; b-synthetic S waveform profile of only Conrad discontinuity

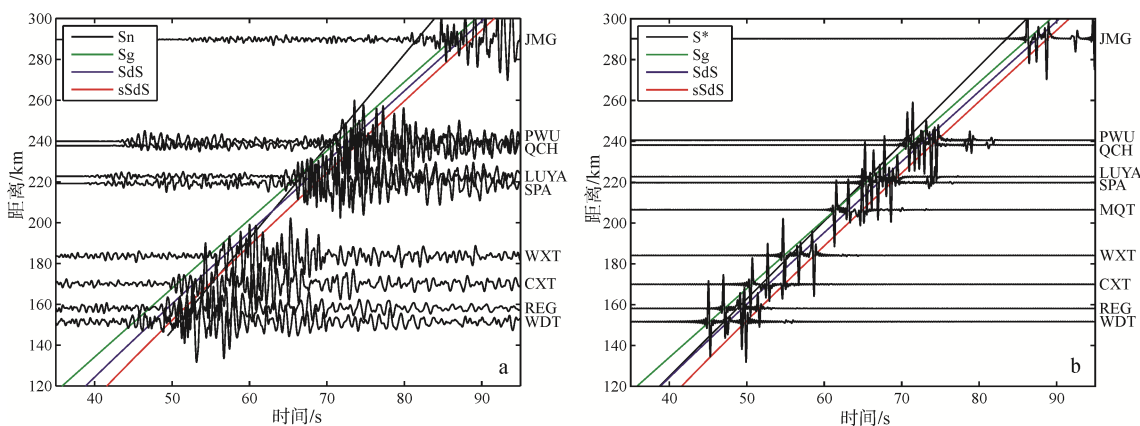


图8 S区R向S波观测波形和理论波形

Fig. 8 Observational S waveforms profile of R-component and synthetic S waveform profile from S area

a-S波观测波形; b-仅存在康拉德界面时S波理论波形

a-observation S waveform profile; b-synthetic S waveform profile of only Conrad discontinuity

来自康拉德界面的强振幅震相在近震观测记录图中很容易识别了出来。在地震图中看到的来自康拉德界面的震相也在理论地震图中被很好地模拟到, 尽管这些震相在走时上跟每个台站观测波形相应震相的到时不是一一吻合得很好, 有一点细微的提前或滞后。这种走时的提前和滞后也许是一维地壳模型本身比较简单, 不能有效地反映局部地壳内部结构的复杂性和不均匀性造成的。

3 讨论与结论

在近震范围内, 强烈的后续震相在甘东南地区的地震波形记录图中一直能被记录到。基于设置好的两种不同的地震波速度结构模型, 我们借助理论地震图和理论走时曲线确定了这些震相。两个模型都模拟到了这些震相, 通过对比观测波形和理论波形, 确定出这些强振幅的震相有来自约 31 km 深度处高速间断面的, 该界面符合康拉德界面的性质, 从而证明了研究区存在康拉德界面。

图 9a, b 显示了我们所确定的研究区(N 区域)地

壳模型(M2)的 P 波和 S 波理论地震图, 和康拉德界面相关的最主要震相 PdP 和 SdS 也标示在图中, 这个震相和我们观测到的结果(图 3, 7)相一致。但是当每个震相的相位变化在地震记录图上只要超过半个周期时, 就会被认为是另一个新震相。为了检验已设计速度结构模型的可信度, 以已设计的速度结构模型 M2 的康拉德界面 31 km 深度为准, 分别对 P 波和 S 波的理论波形震相 PdP 和 SdS 的半周期为界进行了检验。我们在莫霍面参数不变的情况下, 逐渐改变康拉德界面的深度, 直到来自康拉德界面的反射震相 PdP 和 SdS 的走时曲线刚好达到半周期的边缘, 就认为康拉德界面深度是我们所设计速度结构模型的最值。根据结果我们得到, 对于 PdP 震相, 上界为 25 km 深处, 下界为 38 km 深处; 对于 SdS 震相, 上界为 28 km 深处, 下界为 35 km 深处。综合考虑, 我们认为我们所设计速度结构模型康拉德界面深度的可信度是 25~35 km。

根据高温高压实验, 花岗岩中纵波传播速度在地表约为 5.2 km/s, 在 10 km 深处为 6.2 km/s, 在

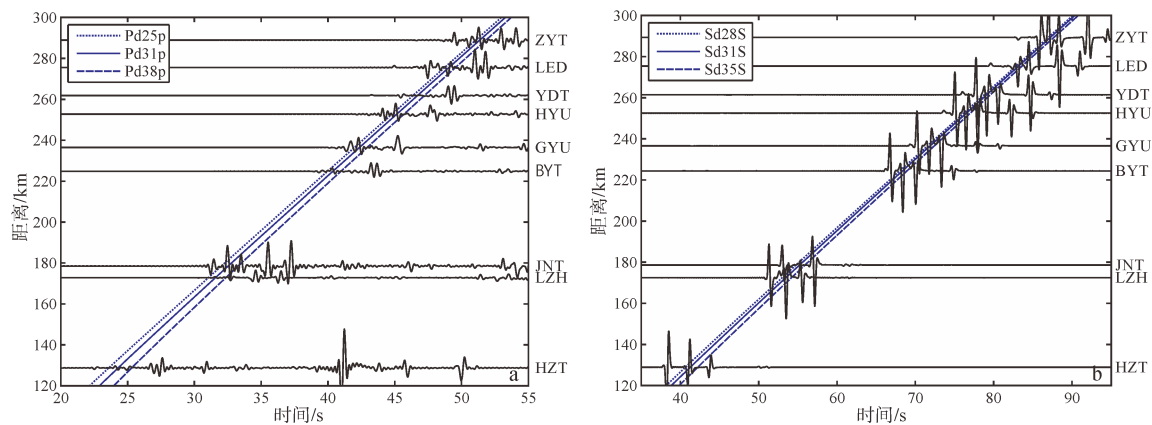


图9 速度结构模型中康拉德界面深度可信度检验图

Fig. 9 Credibility test of Conrad interface depth in velocity structure model

a-P波检验结果; b-S波检验结果

a-the test results of P wave; b-the test results of S wave

30 km 深度上不超过 6.3 km/s(姚伯初和何廉声, 1985)。而在地壳内的玄武岩岩层纵波传播速度一般为 6.4~6.7 km/s, 当它含有较高的超基性岩成分时, 则可达到 6.8~7.2 km/s(Pavlenkov, 1977)。以上地震波速度参考值也表明我们构建的地震波速结构模型是合理的。但该结果和前人认为的构造活跃区域康拉德界面可能不存在的结论不符, 我们认为虽然总体上该地区构造活动比较活跃, 但是甘东南地区的次级地块可能保持了原有的地壳结构和属性所致。

对于康拉德界面存在性及原因, 地震学界诸多学者得出过不同的结果。Meissner(1986)发现除了在新生代碰撞区域和裂谷地区, 大陆地区通常有一个明显的上地壳和下地壳的分界线, 尤其在年代底线是古生代到中生代地区。早期的资料证明在加拿大和 U.S.S.R 的地盾区域能够明显地确认出康拉德界面(Meissner, 1977); 在构造活跃区域康拉德界面可能不存在。对于康拉德界面速度从主要的一级间断面到较小的次级间断面的转变, Berry 和 Mair(1980)认为康拉德界面似乎不是一个基本的地壳特性, 而 Muller(1987)也强调地壳的精细结构具有极大的区域差异性。Berry 和 Mair(1977)认为就像反射剖面所显示的那样地壳内部结构太复杂和不均匀, 以至于任何一个简单的模型都没法满足我们的研究需要。流变学(Brown, 1978a, b)、岩石学(Jeffreys, 1926)、变质程度(Muller, 1977)以及流体含量(Brown, 1987a)的区域性差异也许均可对康拉德界面的异常特征的解释起着一定的作用。不管怎样观测中地壳异常及其多样性对于了解大陆的起源及性质是至关重要的。

在近震中, 由于来自康拉德界面的震相振幅比较强, 所以在一次地震中能够产生强烈的地面运动, 这将在地震发生时能够产生较强的破坏作用, 这一

点通常没有引起我们的足够重视。模型 M1 产生了明显的直达波, 模型 M2 产生了明显的直达波、莫霍面底部的衍射波以及莫霍面顶部的反射波, 两个模型在直达波之后都产生了相似的其它理论波形震相。从这一点可以说明大振幅的震相跟上地壳速度结构有关。因此地壳速度结构对于近震或地方震的地面运动的灾害评估是至关重要的。

值得一提的是强烈的康拉德界面的反射波产生于具有高阻抗差的康拉德界面(e.g., Somerville et al., 1990; Mori and Helmberger, 1996; Chen, 2003; Liu and Tsai, 2009)。所以并非所有的康拉德界面都能产生反射波, 它们只在有限的地区才能观测到(e.g., Somerville et al., 1990; Mori and Helmberger, 1996)。由此可见甘东南地区上、下地壳界面具有高阻抗差。

由于来自康拉德界面的震相振幅比较大, 在平时的地震震级计算中 Pn 体波震级的计算取决于 Pn 以及 Pn 的后续波列, 在没有考虑康拉德界面存在的情况下, 有可能高估 Pn 体波震级, 且计算出的震中距偏大, 或误把一次地震认为是发震时间比较接近震级大小不同的两次地震。因此甘东南地区康拉德界面反射震相的确认对于提升区域内地震震相的识别以及地震三要素的准确估算水平具有重要的借鉴意义。

致谢: 感谢甘肃省地震局测震台网中心提供的地震波形数据。

Acknowledgements:

This study was supported by Central Public-interest Scientific Institution Basal Research Fund (No. 2014IESLZ03) and National Natural Science Foundation of China (Nos. 41574077 and 41274093).

参考文献:

- 郭杰, 郑杰, 吴静. 2013. 濮阳台地方震不明震相分析探讨[J]. 河南科技, 1: 28-29.
- 何文贵, 周志宇, 马尔曼, 石玉成, 李小峰. 2006. 2004年9月7日岷县—卓尼5.0级地震的基本特征和地质背景研究[J]. 地震研究, 29(4): 373-378.
- 侯康明, 雷中生, 万夫岭, 李丽梅, 熊振. 2005. 1879年武都南8级大地震及其同震破裂研究[J]. 中国地震, 21(3): 295-310.
- 韩竹军, 向宏发, 冉勇康. 2001. 青藏高原东缘礼县—罗家堡断裂带晚更新世以来的活动性分析[J]. 地震地质, 23(1): 43-48.
- 黄忠贤, 李红谊, 胥颐. 2014. 中国西部及邻区岩石圈S波速度结构面波层析成像[J]. 地球物理学报, 57(12): 3994-4004.
- 焦赞, 王得楷. 2010. 5·12地震引发陇南市武都区地质环境条件变化分析[J]. 甘肃科学学报, 22(1): 79-84.
- 李国辉, 睦怡, 周元泽. 2014. 基于P波三重震相的下扬子克拉通地幔转换带顶部低速层初探[J]. 地球物理学报, 57(7): 2362-2371.
- 李松林, 张先康, 张成科, 赵金仁, 成双喜. 2002. 玛沁—兰州—靖边地震测深剖面地壳速度结构的初步研究[J]. 地球物理学报, 45(2): 210-217.
- 刘小凤, 张辉, 梅秀苹, 郑卫平. 2010. 甘东南地区震情预警指标模型及方案研究[J]. 地震工程学报, 32(3): 237-243.
- 滕吉文, 胡家富, 张中杰, 王光杰, 赵爱华, 陈云, 张慧. 1998. 喜马拉雅碰撞造山带和羌塘盆地的瑞利波频散与三维速度结构[J]. 石油地球物理勘探, 33(5): 632-648.
- 王周元. 1984. 甘肃地区分层地壳结构[J]. 西北地震学报, 6(3): 84-91.
- 王椿镛. 1997. 中国岩石层结构研究的回顾与展望[J]. 地球物理学报, 40: 82-109.
- 姚伯初, 何廉声. 1985. 南海北部大陆边缘下的异常上地幔[J]. 海洋地质与第四纪地质, 5(2): 65-72.
- 俞晶星, 郑文俊, 袁道阳, 庞建章, 刘兴旺, 刘白云. 2012. 西秦岭西段光盖山—迭山断裂带坪定—化马断裂的新活动性与滑动速率[J]. 第四纪研究, 32(5): 957-967.
- 袁道阳, 雷中生, 何文贵, 熊振, 葛伟鹏, 刘兴旺. 2007. 公元前186年甘肃武都地震考证与发震构造探讨[J]. 地震学报, 29(6): 654-663.
- 曾融生, 滕吉文, 阚荣举, 张家茹. 1965. 我国西北地区地壳中的高速夹层[J]. 地球物理学报, 14(2): 94-106.
- 张国伟, 郭安林, 姚安平. 2004. 中国大陆构造中的西秦岭—松潘大陆构造结[J]. 地学前缘, 11(3): 23-32.
- 郑文俊, 刘小凤, 赵广莹, 马尔曼. 2005. 2003年11月13日甘肃岷县Ms5.2地震基本特征[J]. 西北地震学报, 27(1): 61-65.
- 苏伟, 彭艳菊, 郑月军, 黄忠贤. 2002. 青藏高原及其邻区地壳上地幔S波速度结构[J]. 地球学报, 23(3): 193-200.
- 国家地震局兰州地震研究所. 1989. 甘肃省地震资料汇编[M]. 北京: 地震出版社.

References:

- BERRY M J, MAIR J A. 1977. The nature of the Earth's crust in

Canada[C]//The Earth's Crust: Geophysical Monograph 20. Edited by HEACOCK J G. American Geophysical Union: 319-348.

- BERRY M J, MAIR J A. 1980. Structure of the continental crust: a reconciliation of seismic- reflection and refraction studies[C]//The Continental Crust and Its Mineral Deposits: Special Paper 20. Edited by STRANGWAY D W. Geol. Assoc. Can., 195-213.
- BERRY M J, FUCHS K. 1973. Crustal structure of the superior and Grenville provinces of the Northeastern Canadian Shield[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 63(4): 1393-1432.
- BROWN L D. 1987a. Seismic bright spots, deep fluids, magma emplacement and crustal rheology(abstr.)(J). Geological Society of America, 19(7): 602.
- BROWN L D. 1987b. Lower continental crust: variations mapped by COCORP deep seismic profile[J]. Annales Geophysicae, 5B(4): 325.
- CHEN Kou-cheng. 2003. Strong ground motion and damage in the Taipei basin from the Moho reflected seismic waves during the March 31, 2002, Hualien, Taiwan earthquake[J]. Geophysical Research Letters, 30(11): 193-228.
- CONRAD V. 1925. Laufzeitkurven des Tauernbebens vom 28[J]. November 1923, Mitt. Erdb. Ko-mm. Wien. Akad. Wiss, 59: 1-23.
- CROWTWELL H P, OWENS T J, RITSEMA J. 1999. The TauP Toolkit: Flexible seismic travel-time and ray-path utilities[J]. Seismological Research Letters, 70: 154-160.
- EAGAR K C, FOUCH M J, JAMES D E. 2010. Receiver Function imaging of upper mantle complexity beneath the Pacific Northwest, United States[J]. Earth & Planetary Science Letters, 297(12): 141-153.
- GCMT. 2013. Global CMT catalog [EB/OL]. [2016-05-06]. <http://www.globalcmt.org/cgi-bin/globalcmt-cgi-bin/CMT4/form?itype=ymd&yr=2013&mo=07&day=22&otype=ymd&oyr=2013&omo=07&oday=23&jyr=1976&jday=1&ojyr=1976&ojday=1&nday=1&lmw=0&umw=10&lms=0&ums=10&lmb=0&umb=10&llat=-90&ulat=90&llon=-180&ulon=180&lhd=0&uhd=1000<s=-9999&uts=9999&lpe1=0&upe1=90&lpe2=0&upe2=90&list=6>.
- GUO Jie, ZHENG Jie, WU Jing. 2013. Analysis and discussion of unknown phase in Puyang station in local earthquake[J]. Journal of Henan Science and Technology, 1: 28-29(in Chinese with English abstract).
- HAN Zhu-jun, XIANG Hong-fa, RAN Yong-kang. 2001. Activity analysis of Lixian-Luojiapu fault zone in the east boundary of Tibetan plateau since the Late-Pleistocene[J]. Seismology and Geology, 23(1): 43-48(in Chinese with English abstract).
- HE Wen-gui, ZHOU Zhi-yu, MA Er-man, SHI Yu-cheng, LI Xiao-feng. 2006. Basic features and geological background of the Minxian-Zhuoni M5.0 Earthquake on Sep.7, 2004 Sep.9, 2004[J]. Journal of Seismological Research, 29(4): 373-378(in

- Chinese with English abstract).
- HE X, HONG T K. 2010. Evidence for strong ground motion by waves refracted from the Conrad discontinuity[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(3): 1370-1374.
- HOU Kang-ming, LEI Zhong-sheng, WAN Fu-ling, LI Li-mei, XIONG Zhen. 2005. Research on the 1879 southern Wudu M8.0 earthquake and its co-seismic ruptures[J]. *Earthquake Research in China*, 21(3): 295-310(in Chinese with English abstract).
- HUANG Zhong-xian, LI Hong-yi, XU Yi. 2014. Lithospheric S-wave velocity structure of west China and neighboring areas from surface wave tomography[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 57(12): 3994-4004(in Chinese with English abstract).
- JEFFREYS H. 1926. On near earthquakes[J]. *Monthly Not. Roy. Ast. Soc. Geophys.*, (s1): 385.
- JIAO Yun, WANG De-kai. 2010. Analysis of geological changes in environmental conditions of Longnan city triggered by the Earthquake on May 12th[J]. *Journal of Gansu Sciences*, 22(1): 79-84(in Chinese with English abstract).
- KENNETT B, ENGDAHL E. 1991. Traveltimes for global earthquake location and phase identification[J]. *Geophys J Int*, 105(2): 429-465.
- Lanzhou Institute of Seismology, State Seismological Bureau(LISSSB). 1989. A Collection Earthquake Data of Gansu Province[M]. Beijing: Seismological Press(in Chinese).
- LI Guo-Hui, SUI Yi, ZHAO Yuan-ze. 2014. Low velocity layer atop the mantle transition zone in the lower Yangtze Craton from P wave triplication[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 57(7): 2362-2371(in Chinese with English abstract).
- LI Song-Lin, ZHANG Xian-Kang, ZHANG Cheng-Ke, ZHAO Jin-ren, CHENG Shuang-xi. 2002. A preliminary study on the crustal velocity structure of Maqin-Lanzhou-Jingbian by means of deep seismic sounding profile[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 45(2): 210-217(in Chinese with English abstract).
- LI J, WANG X, DA Y. 2013. P and SH velocity structure in the upper mantle beneath Northeast China: Evidence for a stagnant slab in hydrous mantle transition zone[J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 367(2): 71-81.
- LIU Qi-yuan, LI Yu, CHEN Jiu-hui, VAN DER HILST R D, GUO Biao, WANG Jun, QI Shao-hua, LI Shun-cheng. 2010. Joint inversion of receiver function and ambient noise based Bayesian theory[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 53(11): 2603-2612.
- LIU Xiao-feng, ZHANG Hui, MEI Xiu-ping, ZHENG Wei-ping. 2010. Study on the early warning index model and scheme of seismic situation in southeast area of Gansu province[J]. *North-western Seismological Journal*, 32(3): 237-243(in Chinese with English abstract).
- LIU K S, TSAI Y B. 2009. Large effects of Moho reflections (SmS) on peak ground motion in Northwestern Taiwan[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(1): 255-267.
- MA Y L. 2013. YASEIS: Yet Another computer program to calculate synthetic Seismograms for a spherically multi-layered Earth model[C]//EGU General Assembly Conference Abstracts. 15: 5596.
- MEISSNER R. 1986. The Continental Crust: A Geophysical Approach[M]. Orlando: Academic Press: 242-316.
- MEISSNER R. 1977. Some aspects of comparing seismic and gravimetric results from selected areas[C]//Explosion Seismology in Central Europe, edited by GIESE P, PRODEHL C, STEIN A. Berlin: Springer-Verlag: 377.
- MORI J, HELMBERGER D. 1996. Large-amplitude Moho reflections (SmS) from Landers after shocks, Southern California[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(6): 1845-1852.
- MULLER S. 1977. A new model of the continental crust, in Explosion Seismology in Central Europe[M]. Berlin: Springer-Verlag: 289-318.
- MULLER S. 1987. The Conrad discontinuity—what is it? (abstr.)[J]. *IUGG XIX General Assembly Abstracts*, 1: 68.
- PAVLENKOVD N I. 1977. Generalized geophysical model and dynamic properties of the continental crust[J]. *Tectonophysics*, 59(4): 381-390.
- PAVLENKOVA I. 1993. The Kola superdeep drill hole and the nature of seismic boundaries[J]. *Terra Nova*, 4(1): 117-123.
- REVENAUGH J, SIPKIN S A. 1994. Seismic evidence for silicate melt atop the 410 km mantle discontinuity[J]. *Nature*, 369(6480): 474-476.
- RICHARD A K. 1989. Deep holes yielding geoscience surprises[J]. *Science*, 245: 468-470.
- LITAK R K, BROWN L D. 1989. A modern perspective on the Conrad discontinuity[J]. *Eos Transactions American Geophysical Union*, 70(29): 713-725.
- SHEN X, YUAN X, REN J. 2015. Anisotropic low-velocity lower crust beneath the northeastern margin of Tibetan Plateau: Evidence for crustal channel flow[J]. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 16(12): 4223-4236.
- SU Wei, PENG Yan-ju, ZHENG Yue-jun, HUANG Zhong-xian. 2002. Crust and Upper Mantle Shear Velocity Structure beneath the Tibetan Plateau and Adjacent Areas[J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 23(3): 193-200(in Chinese with English abstract).
- SOMERVILLE P G, MCLAREN J P, SAIKIA C K, HELMBERGER D V. 1990. The 25 November 1988 Saguenay, Quebec, earthquake: Source parameters and the attenuation of strong ground motion[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(5): 1118-1143.
- TENG Ji-wen, HU Jia-fu, ZHANG Zhong-jie, WANG Guang-jie, ZHAO Ai-hua, CHEN Yun, ZHANG Hui. 1998. The frequency dispersions of Rayleigh waves and 3-D velocity structures in Himalayan collision orogenic zone and Qiangtang basin[J]. *Oil Geophysical Prospecting*, 33(5): 632-648(in

- Chinese with English abstract).
- WANG B S, NIU F L. 2010. Abroad 660 km discontinuity beneath northeast China revealed by dense regional seismic networks in China[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 115(B6): 3659-3667.
- WANG Zhou-yuan. 1984. Stratified crustal structure in Gansu Area[J]. *Northwestern Seismological Journal*, 6(3): 84-91(in Chinese with English abstract).
- WANG Chun-yun. 1997. Review and prospect of the study on the structure of the rock layers in China[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 40: 82-109(in Chinese with English abstract).
- WANG Q, NIU F, GAO Y, CHEN Y. 2015. Crustal structure and deformation beneath the NE margin of the Tibetan plateau constrained by teleseismic receiver function data[J]. *Geophysical Journal International*, 204(1): 167-179.
- KIM Won-Young. 2007. The Size of an Earthquake[J]. *LCSN Operators Workshop*: 1-37.
- XU W W, ZHENG T Y, ZHAO L. 2011. Mantle dynamics of the reactivating North China Craton: Constraints from the topographies of the 410 km and 660 km discontinuities[J]. *Science China Earth Sciences*, 54(6): 881-887.
- YAO Bo-chu, HE Lian-sheng. 1985. The anomalous upper mantle under the northern continental margin of South China Sea[J]. *Marine Geology and Quaternary Geology*, 5(2): 65-72(in Chinese with English abstract).
- YU Jing-xing, ZHENG Wen-jun, YUAN Dao-yang, PANG Jian-zhang, LIU Xing-wang, LIU Bai-yun. 2012. Late Quaternary active characteristics and slip-rate and of Pingding-Huama Fault, the eastern segment of Guanggaishan-Dieshan Fault zone (West Qinlin Mountain)[J]. *Quaternary Science*, 32(5): 957-967(in Chinese with English abstract).
- YUAN Dao-yang, LEI Zhong-sheng, HE Wen-gui, XIONG Zhen, GE Wei-peng, LIU Xing-wang. 2007. Textual research of Wudu earthquake in 186 B.C.in Gansu province, China and discussion on its Causative Structure[J]. *Acta Seismologica Sinica*, 29(6): 654-663(in Chinese with English abstract).
- ZENG Rong-sheng, TENG Ji-wen, KAN Rong-ju, ZHANG Jia-ru. 1965. High-velocity interlayer in the crust of northwest China[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 14(2): 94-106(in Chinese with English abstract).
- ZHANG Guo-wei, GUO Ai-lin, YAO Ai-ping. 2004. Western Qinling-Songpang continental tectonics[J]. *Earth Science Frontiers*, 11(3): 23-32(in Chinese with English abstract).
- ZHENG Wen-jun, LIU Xiao-feng, ZHAO Guang-kun, MA Er-man. 2005. Principal features of Minxian Ms5.2 earthquake in Gansu province, on Nov.13, 2003[J]. *Northwestern Seismological Journal*, 27(1): 61-65.