中国科学: 地球科学 2012 年 第 42 卷 第 11 期: 1647 ~ 1659
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

贝加尔裂谷区地幔过渡带大范围增厚与局部减薄现象及其动力学意义

司少坤[①②], 田小波[①*], 张洪双[①], 滕吉文[①]

① 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029;
② 中国科学院研究生院, 北京 100049
* 联系人, E-mail: txb@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2011-11-25; 接受日期: 2012-05-20
国家自然科学基金(批准号: 40974025, 40721003)、国家自然科学基金创新研究群体科学基金(批准号: 41021063)和国家重大专项(编号: 2008ZX05008-006)资助

摘要 贝加尔裂谷是世界上地震活动最强烈的裂谷带, 其动力学成因机制是地球科学界关注的热点课题之一. 我们利用全球地震台网长期运行台站 TLY 和 ULN 的远震资料, 分别计算了 P 波接收函数(1748 条), 并在一定角度范围内分区域叠加, 获得了研究区下方的 410 km 和 660 km 间断面以及地幔过渡带(MTZ)的厚度. 结果表明在研究区的东南部即蒙古地区地幔过渡带厚度基本正常(250 km); 贝加尔裂谷地区地幔过渡带明显增厚(292 km); 裂谷下方存在小幅度的减薄现象(230 km). 综合分析推测, 大范围的 MTZ 增厚, 可能原因是中生代的蒙古华北板块(Mongolia-North China Block)与西伯利亚高原碰撞, 或者地幔岩浆物质侵入到下地壳, 使地壳和岩石圈增厚, 致使下地壳产生榴辉岩化, 导致重力不稳发生拆沉作用, 拆离的部分落入地幔过渡带. 拆沉作用诱发软流圈上涌, 且拆离部分携带的水分加剧了上地幔熔融程度, 使地幔对流速率加快, 有利于裂谷的发育. 我们初步研究结果认为拆沉的破坏作用及其引发一系列活动对裂谷的发育具有重要的影响, 裂谷下方局部 MTZ 减薄所指示的热物质上涌对岩石圈的破坏可能进一步促进了裂谷的发育.

关键词
贝加尔裂谷
地幔过渡带
P 波接收函数

大陆裂谷是大陆上最为显著的构造地貌类型, 是岩石圈主要的构造类型之一, 对其的研究具有重要的理论和实践意义[1]. 大陆裂谷有大断层围限的规模巨大的断陷谷地, 其宽度大多为几十公里, 长度从几十公里到几千公里不等. 随着大陆裂谷的不断发育, 当火山活动由碱性变为拉斑玄武岩, 大陆地壳被拉断, 洋壳出现形成洋中脊裂谷, 大陆裂谷和洋中脊裂谷联通共同形成了全球裂谷系[2~4]. 对于裂谷的成因, Sengor 等[5]提出两种类型: (1) 主动裂谷作用, 岩石圈因软流圈物质上涌而破裂, 主动机制预示从隆起作用→火山作用→裂谷作用; (2) 被动裂谷作用, 岩石圈的最初张裂是由于岩石圈板块相互作用产生差异应力而引起的, 被动机制预示从裂谷作用→隆起作用→火山作用. 贝加尔裂谷带是其中较为复杂的大陆裂谷, 其动力学机制存在着争议, 另外, 贝加尔裂谷距离其最近的主动大陆边缘超过 2000 km, 对

英文引用格式: Si S K, Tian X B, Zhang H S, et al. Prevalent thickening and local thinning of the mantle transition zone beneath the Baikal rift zone and its dynamic implications. Science China: Earth Sciences, 2012, doi: 10.1007/s11430-012-4547-4

研究陆内裂谷具有重要的意义.

贝加尔裂谷带(Baikal rift zone)位于稳定的西伯利亚高原和贝加尔-萨彦褶皱带之间, 呈北东向绕西伯利亚地台南缘分布, 地处50°~58°N, 100°~120°E之间, 延绵1800 km的裂谷带是世界上地震活动最强烈的大陆裂谷带, 过去的280年内在此地区发生了13次震级大于6.5的强地震[6]. 在大约30~35 Ma前, 裂谷开始沿着西伯利亚板块和阿穆尔微板块之间的古生代的蒙古-鄂霍次克缝合线发育[7], 至今水平扩张总量为10~20 km, 平均每年为0.3~0.6 mm[8]. GPS测量发现, 贝加尔裂谷现在正以10倍平均速度加速扩张[9,10]. 与世界上大多数大陆裂谷一样, 贝加尔裂谷带同样以高的地表热流[11]、负的重力异常[12]、低的上地幔速度[13]为主要特征; 但其也具有特殊性, 在整个裂谷的发育过程中伴随较少的火山活动, 而且大部分发生在拉张盆地之内[14], 造成在本地区具有较少的火山岩块体, 6000 km^3的火山岩堆积远远小于Kenya Rift地区的144000 km^3[15].

前人已经对贝加尔湖地区做了大量的研究, 接收函数[16]研究发现, 在该区有裂谷发育的地区相比于不发育的地区地壳减薄了10 km; 但深部地震探测[17]表明研究区内莫霍界面没有明显的起伏变化, 这被解释为铁镁质的地幔物质通过底侵作用侵入下地壳, 填充了裂谷形成过程中减薄的的地壳; 重力和地震学[12,18,19]研究发现, 贝加尔裂谷处的岩石圈厚度为40~50 km, 减薄到一地壳厚度, 而其西北方向的西伯利亚高原岩石圈达200 km, 东南方向的蒙古褶皱带为160~170 km; 剪切波分裂[20]研究表明, 该区存在两个快波方向NE和NW, 即分别近似平行和垂直于裂谷的走向: 在裂谷的两侧快波方向为NW, 而裂谷中心及附近快波方向为NE, 快慢波时差大约各为1 s. 贝加尔裂谷的动力学演化也是学者们研究的重点, 但其存在着很大争议, 一部分学者[21~26]认为是岩石圈下面的异常热上地幔导致了贝加尔裂谷的形成发育; 另一部分学者[27~31]认为是印度板块与亚洲大陆碰撞作用引起喜马拉雅山脉与欧亚大陆之间的板块发生向东的逃逸, 以及与太平洋板块的俯冲拖曳作用使已经弱化的岩石圈发生水平拉张的结果; 近来有一些学者提出是由于多种因素综合作用所形成的[32~37], 如Zhao等[36]认为地幔热物质上涌在贝加尔裂谷的发育过程中发挥主要作用, 另外, 还受该地区古老的岩石圈裂隙以及印度-亚洲板块碰撞所形成的远场力控制.

在确定贝加尔裂谷动力演化成因中, 地幔低速带存在与否、以及低速带所涉及的垂向范围同样存在着争议. 一些学者发现在贝加尔裂谷上地幔存在低速带[36,37], 并且认为低速异常成圆柱状从地表延伸到地幔过渡带, 是下地幔物质上涌形成的[36,38], 有些学者进而提出了地幔柱的理论[39]. 而Petit等[40]没有在上地幔中找到大范围的、上下贯通的低速带, 认为贝加尔裂谷的形成发育受深部物质的影响不大.

造成上述争议的原因在于各种方法具有自身的限制, 例如层析成像在深部的分辨率有限, 人们对深部结构的认识缺乏多种地球物理证据的约束. 普遍认为, 410 km和660 km间断面是地幔物质的相变界面, 周围温度的改变会影响两个间断面的深度变化. 温度的下降导致410 km间断面变浅, 而660 km间断面变深, 从而导致地幔过渡带增厚, 一般温度下降6~7℃就会造成地幔过渡带增厚1 km[41]; 相反, 温度的升高将导致地幔过渡带减薄. 因此通过对地幔过渡带厚度变化的研究, 可以从另一个方面对贝加尔裂谷的动力演化提供约束.

接收函数通过远震波形记录的反褶积运算, 在径向分量中消除震源时间函数、大圆弧路径传播效应以及台站的仪器响应, 使得接收函数仅包含反映台站下方速度结构的转换波及其多次波[42~44]. 410 km界面、660 km界面存在明显的速度跃变(P波3.6%和5.6%; S波4%和6%[45]), 接收函数方法已被广泛的应用于地幔过渡带的研究[46~50]. 本文旨在对贝加尔裂谷地区410 km界面、660 km界面以及地幔过渡带厚度的测量, 对该区域地下深度结构以及裂谷的动力机制提供新的约束.

1 数据和方法

在本文中, 我们所用到的远震地震数据全部来自全球地震台网长期运行的台站TLY和ULN, 其分别位于51.68°N, 103.64°E和47.87°N, 107.05°E. TLY地处贝加尔湖与汤金盆地之间, 与贝加尔湖相距5 km. 在构造上, TLY位于阿尔泰-萨彦褶皱带与西伯利亚高原之间. ULN处于TLY的东南方, 蒙古块体内(图1). 本文选取从1991年3月至2010年3月, 震中距30°~90°, 震级>5.0的具有清晰P波初至和高信噪比的远震事件. 在带宽为0.05~0.2 Hz内采用频率域反褶积方法计算P波径向接收函数[51], 从中筛选出

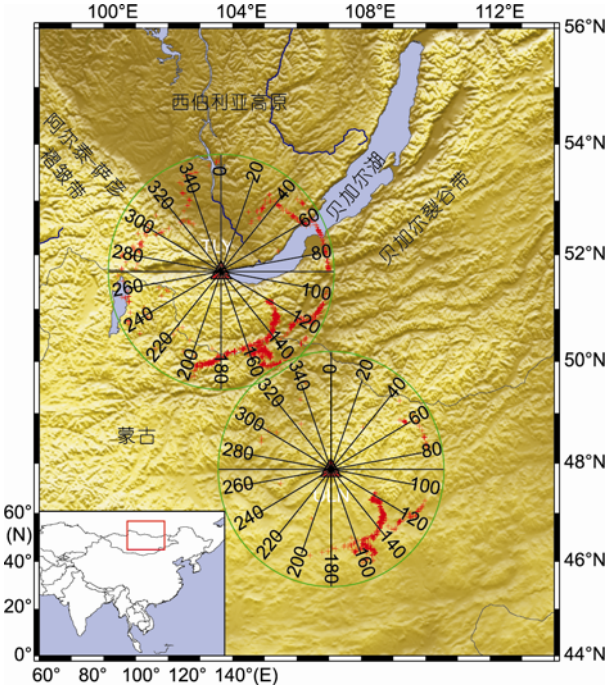


图 1　研究区的构造区域图

红色三角形表示台站, 台站上方的字母为台站代码, 红色十字表示 540 km 射线穿透点, 黑线表示划分的 36 个叠加区域, 左下方图中的红色矩形为研究区所在的位置

信噪比高的接收函数 1748 条用来进行研究. 其中, 1271 条来自台站 TLY, 477 条属于台站 ULN.

对两个台的接收函数分别进行处理. 对时间域的数据按照射线参数从 0.04~0.08, 在间隔 0.002 区间内进行叠加处理(图 2), 从图 2 中可以看出, 莫霍界面产生的转换波 P_mS 和地壳多次波 PP_mS 和 PS_mS 能够清晰地得到, 分别出现在直达 P 波后的 5, 18, 24 s 附近; 410 km 和 660 km 间断面产生的 $P_{410}s$ 和 $P_{660}s$ 转换波震相也比较清楚.

我们构建了一个 800 层的平行球形模型, 每层的厚度为 1 km, 然后根据 IASP91 地球模型[45]、射线参数、震源和台站的经纬度计算每条接收函数在每一深度层底界面的转换点位置(经度、纬度)和相对于直达 P 波的延时, 其中 540 km 转换点的位置在图 1 中标出. 根据我们计算出的每层的转换点相对于直达 P 波的延时对接收函数进行重采样, 完成接收函数由时间域到空间域的转换, 即由 $r_i(t)$得到 $r_i(h)$.

为增强空间域相关性较强的弱的透射转换震相($P_{410}s$ 和 $P_{660}s$), 我们采用非线性的相位加权[52](Phase-Weighted Stacks, PWS)方法进行叠加来增强地幔过渡带顶底界面转换波的能量. PWS 方法具体操作如下:

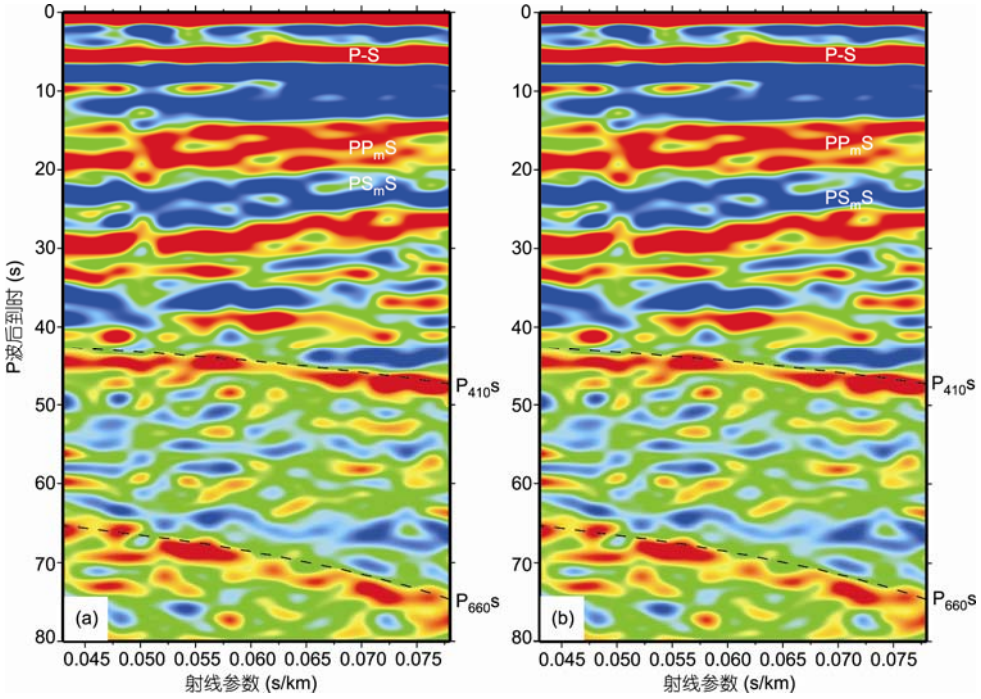


图 2　台站 TLY(a)和 ULN(b)的接收函数随射线参数在 0.002 区间内叠加成像图

P-S 为莫霍面转换波, PP_mS 和 PS_mS 表示壳内多次波, $P_{410}s$ 和 $P_{660}s$ 分别表示 d410 和 d660 转换波, 两条虚线分别表示根据 IASP91 模型 d410 和 d660 随射线参数的变化

用 $r_i(h)$及其 Hilbert 变换 $H(r_i(h))$构造复数序列 $c_i(h)$, 即

$$c_i(h) = r_i(h) + iH(r_i(h)),$$

然后将 $c_i(h)$写成

$$c_i(h) = A_i(h)\mathrm{e}^{j\Psi_i(h)},$$

其中, $A_i(h)$ 和 $\Psi_i(h)$ 为其振幅和相位. 对落入叠加区域内的 n 条 $r_i(h)$ 曲线所采用的叠加规则为

$$f(h) = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} r_i(h)\left|\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} e^{j\Psi_i(h)}\right|^2.$$

如图 3 所示, PWS 方法的效果明显好于线性叠加结果, 有效地压制了相位一致性较差的噪音, 而突出相位一致性较好、强度较弱的透射转换震相 $P_{410}s$ 和 $P_{660}s$.

我们采用 bootstrap 抽样算法[53,54]来计算间断面深度的均方差作为误差估计. 对于每一个样本 $X(x_j, j=1, 2, \cdots n)$, 其中, X 为在一叠加区间内接收函数样本, x_j 为 X 中第 j 条接收函数, 在下一步 bootstrap 抽样时, 使用随机方法等概率、独立、有放回的从样本 X 中抽取 x_j, 使其与原始样本数量相等. 均方差由下面的公式求得:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N-1}\sum_{i=1}^{N}(D_i - \overline{D})^2},$$

其中, N 为 bootstrap 采样的采样次数, D_i 为第 i 次采样的深度值, $\overline{D}$ 为 N 次采样的深度平均值. 而对于地幔过渡带厚度值的均方差, 我们用以下公式求取:

$$\sigma_{mtz} = \sqrt{{\sigma_{41}}^2 + {\sigma_{66}}^2},$$

其中, σ_{41} 和 σ_{66} 分别是 410 km 和 660 km 间断面的均方差.

2 结果

分别以台站 TLY 和 ULN 为圆心, 正北方向为 0°, 按顺时针方向每隔 10°作为一个叠加中心, 前后各取 10°作为一个叠加区域, 每个台划分了 36 个叠加区域(图 1), 根据各台接收函数 540 km 转换点所在的区域进行分区域叠加. 在图 4 和 5 中我们展出了在叠加区域内接收函数叠加效果较好、叠加震相清晰的结果.

2.1 台站 TLY

从图 1 可以看出, 80%的 540 km 深度处的透射转换点位于台站的东半部(20°~200°之间)——贝加尔裂谷带所在的位置, 因此, 我们所得的结果东部应比西部更加可靠, 这一点从数据的均方差上可以得到验证(图 4). 根据图 4 和表 1, 410 km 间断面的转换波 $P_{410}s$ 出现在 400-430 km 之间, 660 km 间断面主要位于 660~710 km 范围内.

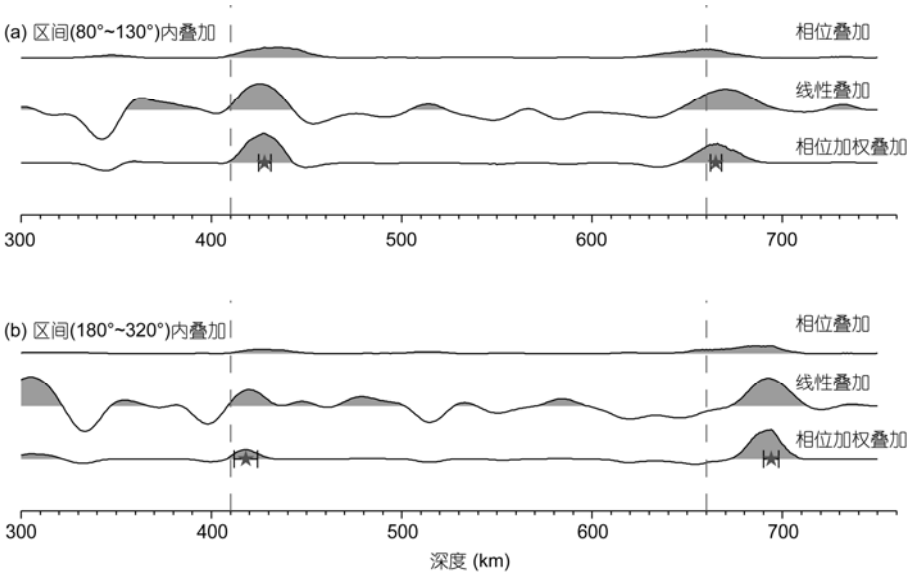


图 3 台站 TLY 反方位角 80°~130°(a)和 180°~320°(b)范围内的接收函数用不同方法叠加

五角星代表 410 km 和 660 km 间断面的深度, 通过 bootstrap 算法计算的均方差作为误差用误差棒标在此处

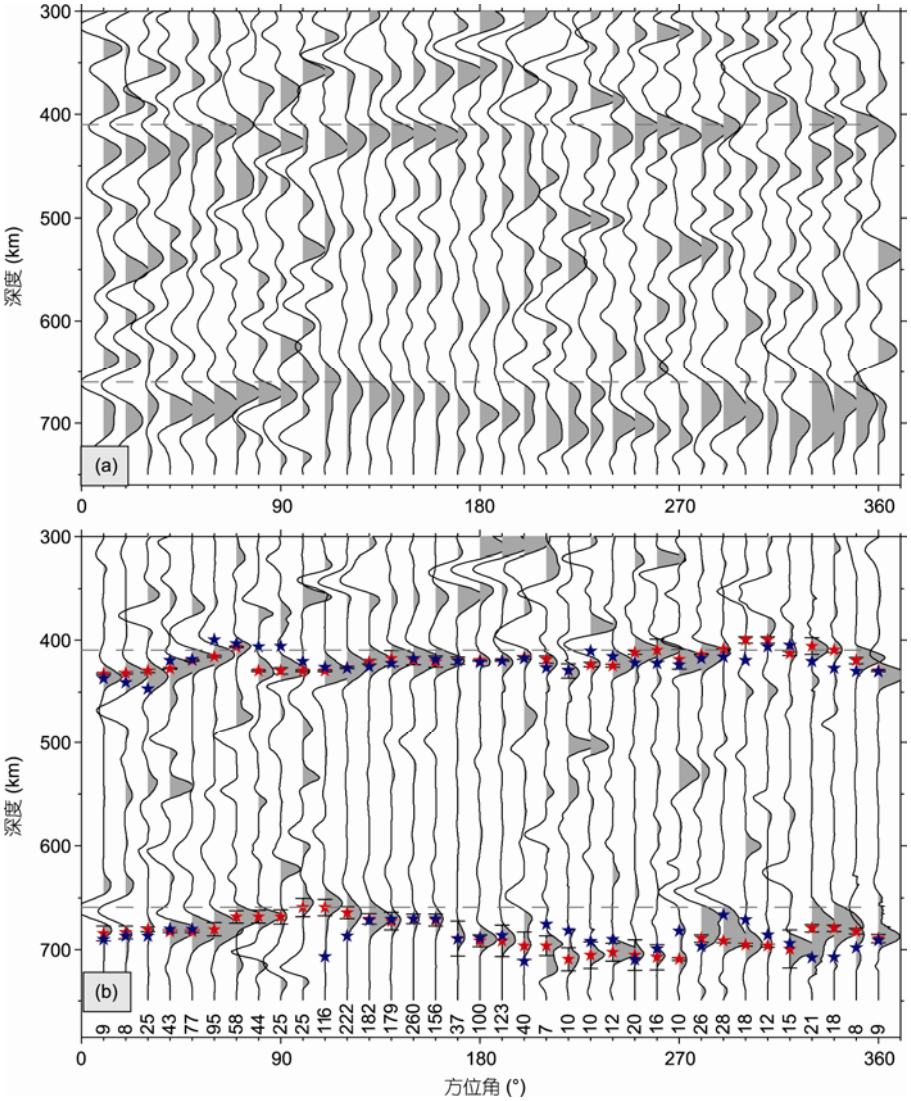


图 4　台站 TLY 径向接收函数分区域叠加的结果

(a)和(b)分别表示用线性叠加方法和相位加权叠加获得的结果. (b)中红色五角星为拾取的 410 km 和 660 km 间断面的深度, 并且通过 bootstrap 算法计算的均方差作为误差用误差棒标在此处; 蓝色五角星为 Liu 等[55]的结果

2.1.1　410 km 间断面(d410)

从图 6(a)(红色星号)我们可以看出: 410 km 间断面的深度最浅值为(400±3) km(310°, 320°), 最深达到(433±1) km(10°, 360°), 平均深度值为(419±2) km, 整体上比正常值加深 10 km.

在台站反方位角 0°~70°之间, 410 km 间断面从大约 430 km 逐渐变浅达到 409 km, 有一个明显的上倾; 80°~110°之间, 间断面起伏不大, 平均深度值为 430 km, 比正常值加深 20 km; 在 120°~240°之间, d410 的深度值起伏也不大, 表现的比较平, 基本上与平均值一致; 250°~350°之间, 410 km 间断面普遍上倾变浅, 在 310°和 320°处达到最浅 400 km.

2.1.2　660 km 间断面(d660)

在图 6(b)(红色星号)中, 我们可以得到: 660 km 间断面平均深度值为(687±6) km, 相比于全球 d660 深度值[31]660 km 有明显的加深. 其最浅值在反方位角 100°和 110°时达到(660±8) km; 最深值为(710±2) km, 出现在其反方位角 270°的位置.

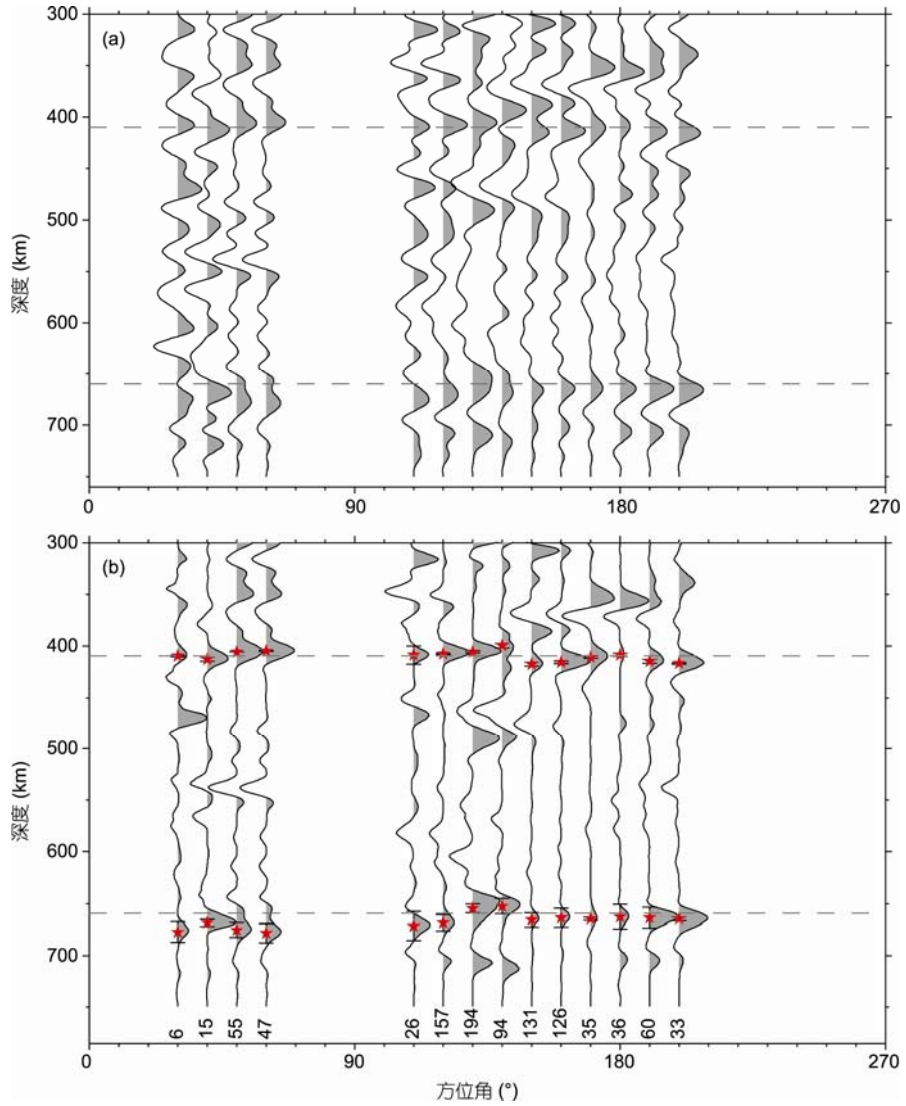


图 5　台站 ULN 径向接收函数分区域叠加的结果

(a)和(b)分别表示用线性叠加方法和相位加权叠加获得的结果. (b)中红色五角星为拾取的410 km和660 km间断面的深度, 并且通过bootstrap算法计算的均方差作为误差用误差棒标在此处

在台站反方位角 330°~60°之间, 间断面表现平缓, 平均深度为 683 km; 而在 70°~160°之间, 间断面整体上明显变浅, 平均深度为 667 km; 从 170°~320°, 间断面又开始变深, 虽有起伏, 但起伏不大, 平均深度为 697 km.

从整体台站东西两部来看, 660 km 间断面表现出明显的东西差异, 西部明显比东部加深, 西部 d660 平均值为 698 km, 而东部 d660 的平均值为 675 km.

2.1.3　过渡带厚度(MTZ)

一般认为地幔过渡带的厚度为 250 km. 从整体上看(图 6(c)(红色星号)), 在本研究区内地幔过渡带平均厚度为(267±8) km, 整体显示增厚, 指示一冷的过渡带; 且西部明显大于东部: 西部地幔过渡带厚度变化不大, 平均值为(284±9) km, 比正常值增厚 34 km; 东部地幔过渡带厚度有所起伏, 平均值为(251±6) km, 基本与正常值一致. 而在局部(80°~120°), 地幔过渡带有明显的减薄, 平均值为 235 km, 相比于正

表 1　台站 TLY d410 和 d660 深度以及地幔过渡带厚度 [a)]

方位角(°)	d410(km)	σ410(km)	d660(km)	σ660(km)	H(km)	σH(km)	N
0~20	433	0.91	685	7.24	252	7.46	9
10~30	432	1.21	684	6.15	252	3.12	8
20~40	430	1.44	681	2.01	251	2.47	25
30~50	428	0.44	683	1.14	255	1.23	43
40~60	420	0.74	683	1.26	263	1.46	77
50~70	416	0.78	681	6.49	265	6.52	95
60~80	407	0.41	669	5.92	262	5.93	58
70~90	430	0.69	669	6.18	239	6.21	44
80~100	430	3.19	669	6.84	239	8.81	25
90~110	430	0.72	660	8.88	230	8.91	25
100~120	430	0.77	660	7.77	230	8.81	116
110~130	427	0.95	665	5.52	238	5.62	222
120~140	421	2.29	671	5.15	250	6.32	182
130~150	418	7.67	673	8.45	255	11.41	179
140~160	420	4.26	671	4.39	251	6.12	260
150~170	421	5.39	672	5.63	251	7.81	156
160~180	420	3.53	690	16.86	270	17.23	37
170~190	420	0.93	692	5.72	272	5.82	100
180~200	420	0.64	692	15.27	272	15.28	123
190~210	417	1.98	697	13.47	280	13.61	40
200~220	419	3.58	697	9.53	278	12.83	7
210~230	430	6.95	710	10.95	280	13.98	10
220~240	424	2.14	706	12.94	282	18.07	10
230~250	425	1.54	703	8.62	278	8.76	12
240~260	412	2.26	706	14.81	289	14.97	20
250~270	410	10.81	708	12.03	292	16.15	16
260~280	419	9.57	710	1.31	291	9.66	10
270~290	414	0.58	690	3.64	276	3.68	26
280~300	409	0.85	692	1.93	283	2.11	28
290~310	400	3.06	696	1.41	290	3.37	18
300~320	400	3.21	697	1.31	292	3.47	12
310~330	413	1.82	700	6.22	287	7.31	15
320~340	406	7.95	680	3.79	274	8.81	21
330~350	410	2.19	680	3.12	270	3.82	18
340~360	420	3.26	683	2.15	263	3.04	8
350~10	430	0.84	690	4.16	260	4.53	9

a) d410 和 d660 分别表示 410 km 和 660 km 间断面的深度; σ410 和σ660 分别表示 d410 和 d660 的误差; H 表示地幔过渡带的厚度; σH 表示地幔过渡带厚度误差; N 为在叠加区间内接收函数的数目

常值减薄 15 km.

2.2　台站 ULN

从图 1 可以看出, ULN 台站的远震地震数据明显少于 TLY, 且主要集中在台站的东南方, 在图 5 和表 2 中, 我们只展示了接收函数叠加数目≥6、叠加震相清晰的叠加结果.

2.2.1　410 km 间断面(d410)

如图 7(a)所示, 在我们获得叠加结果的地区 d410 平均值为(410±2) km, 整体上起伏不大, 基本表现为正常. d410 在 120°~140°之间有所上倾, 在 140°达到最浅为(400±2) km.

2.2.2　660 km 间断面(d660)

如图 7(b)所示, d660 平均值为(667±7) km, 整体上没有大的起伏. 在 30°~60°之间, d660 有所变深, 平均为(675±6) km; 从 110°~140°, d660 有一个上倾, 在 140°处达到最浅(640±7) km; 在 150°~200°之间, d660 表现平缓, 平均为(664±8) km.

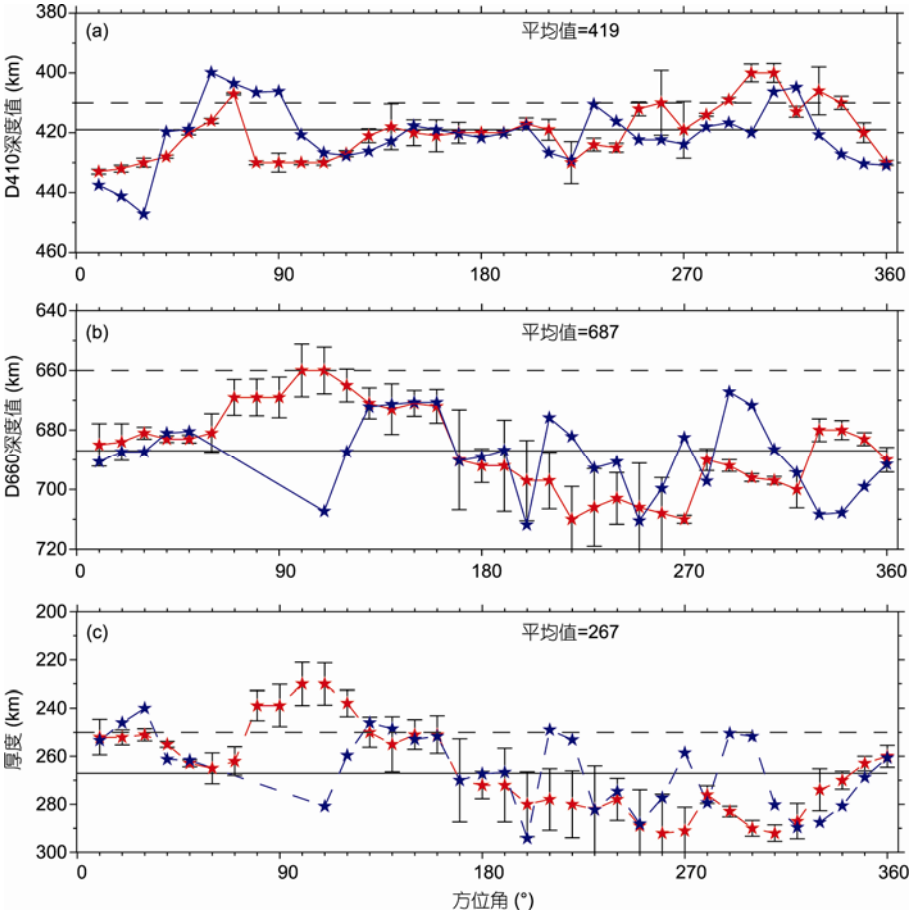


图 6　台站 TLY 获得的 410 km 间断面(a)、660 km 间断面(b)和地幔过渡带厚度(c)的结果

红色五角星表示每个叠加区间内的间断面和地幔过渡带厚度值, 两侧短横棒为误差棒, 蓝色五角星为 Liu 等[55]的结果. 虚线为正常的间断面和过渡带厚度值, 实线为 TLY 下方间断面和过渡带厚度的平均值

表 2　台站 ULN d410 和 d660 深度值以及地幔过渡带厚度

方位角(°)	d410(km)	σ410(km)	d660(km)	σ660(km)	H(km)	σH(km)	N
20~40	410	0.81	678	9.36	268	9.39	6
30~50	413	1.99	669	3.09	256	3.68	15
40~60	406	0.11	676	7.22	270	7.22	55
50~70	405	0.51	679	9.35	274	9.36	47
100~120	409	8.89	672	10.72	263	13.93	26
110~130	408	0.53	669	7.79	261	7.8	157
120~140	406	0.78	655	4.39	249	4.41	194
130~150	400	1.93	653	7.09	253	7.34	94
140~160	418	1.84	666	6.7	248	6.94	131
150~170	416	1.23	664	9.06	248	9.14	126
160~180	411	1.27	665	0.87	254	1.29	35
170~190	409	1.41	663	11.7	254	11.78	36
180~200	415	1.91	664	9.7	249	9.88	60
190~210	417	0.67	665	0.86	248	2.09	33

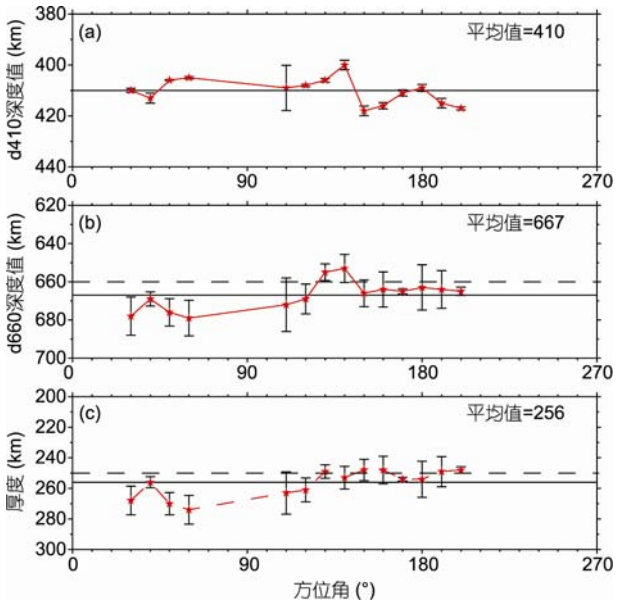


图 7　台站 ULN 获得的 410 km 间断面(a)、660 km 间断面(b)和地幔过渡带厚度(c)的结果

红色五角星表示每个叠加区间内的间断面和地幔过渡带厚度值, 两侧的短黑线为误差棒. 虚线为正常的间断面和过渡带厚度值, 实线为 ULN 下方间断面和过渡带厚度的平均值

2.2.3　过渡带厚度(MTZ)

从图 7(c)中我们可以看出, 在此区域地幔过渡带的厚度平均为(256±7) km. 在 30°~60°之间, 地幔过渡带有所增厚, 平均为(270±6) km, 从 110°开始, 地幔过渡带开始趋于正常, 在 110°~200°之间, 地幔过渡带厚度基本为(250±7) km.

3　讨论

3.1　误差分析

由于我们在计算接收函数转换点时和走时时, 使用的是 IASP91 标准地球模型[45], 而实际在该区域地壳上地幔的地震波速度是横向非均匀和各向异性的. 前人的研究[14,37]表明在贝加尔裂谷下方的上地幔中存在着低速层, 因此我们所得到的 d410 和 d660 的深度值就会比实际值偏大, 偏离幅度可达 10~20 km; 另外, 地震波速度的方位各向异性亦会影响 d410 和 d660 的深度值的测量. 在本研究区剪切波分裂研究表明[20,56~59], 贝加尔地区方位各向异性特征较为复杂: 西伯利亚地台和贝加尔湖下方快波方向为约为 63°, 时差为 1.27 s; 蒙古高原下方约为 120°, 时差约为 1.1 s. 因此, 可能导致 TLY 台站下方 60°左右 d410 和 d660 的深度值变小(图 6(a)和(b)); 而其他方位由于上地幔低速的影响, 方位各向异性的影响特征不明显. 但是以上因素对地幔过渡带厚度的影响不大, 因为其对射线 P410s 和 P660s 的影响是一样的.

另外, 地幔过渡带内介质横向不均匀性对我们的结果也会造成影响. 假设在地幔过渡带的速度模型中引入一 2%的高速异常区, 会使 d660 值增加大约 5 km. 同样, 以上两种情况相对于我们所得到异常幅度小很多, 不影响总体的分析.

3.2　结果分析

对于台站 TLY, 虽然我们的数据量相对于此地区以前 Liu 和 Gao[55]的研究(1718 条接收函数)有所减少, 但我们也获得了更清晰地叠加震相(图 4). 与其结果相比, 我们在反方位角 60°~100°之间的 660 km 间断面也得到了比较可靠的震相. 在图 6 中我们分别标出了我们(红色星号)和 Liu(蓝色星号)的结果, 从图 6 看, 我们的结果整体上与其相一致, 例如: 我们在研究区获得的 410 km 与 660 km 间断面和地幔过渡带厚度平均值分别是 419, 687 和 267 km, 与其 421, 688 和 265 km 基本一致; 大部分叠加区间的深度值也相一致, 410 km 间断面尤为明显. 但在局部地区也有所差异, Liu 的 410 km 间断面在 30°~100°均表现为上倾[55], 而我们的结果显示, 在 30°~70°表现为上倾, 70°处达到最浅, 而从 80°开始变深; 另外, Liu 的 660 km 间断面在 60°~100°没有得到结果, 根据 410 km 间断面的结果推测 660 km 间断面, 从而得出在此地区地幔过渡带增厚, 而我们在此区域得到了比较明显的 660 km 间断面的震相, 且得出在此地区地幔过渡带减薄的结果.

从我们得到的结果看(图 8(a), (b)), TLY 下方 d410 和 d660 都有明显的变深, 而 ULN 处的 d410 和 d660 基本表现为正常, 我们认为这可能是在 TLY 下方的上地幔中存在低速层所导致的, 这与最近层析成像的结果一致[14,36]. 从整体上看(图 8(c)), 地幔过渡带厚度在蒙古南部显示为正常, 向北有逐渐增厚的趋势, 在贝加尔裂谷地区及西伯利亚高原南部绝大部分呈显著增厚, 仅有一小范围的、小幅度的减薄在台站 TLY 反方位角 80°~120°内. 对于裂谷下方(80°~120°, TLY)的小范围减薄, 我们认为在此处可能有一热物质上涌引起地幔过渡带温度升高, 然而其规模

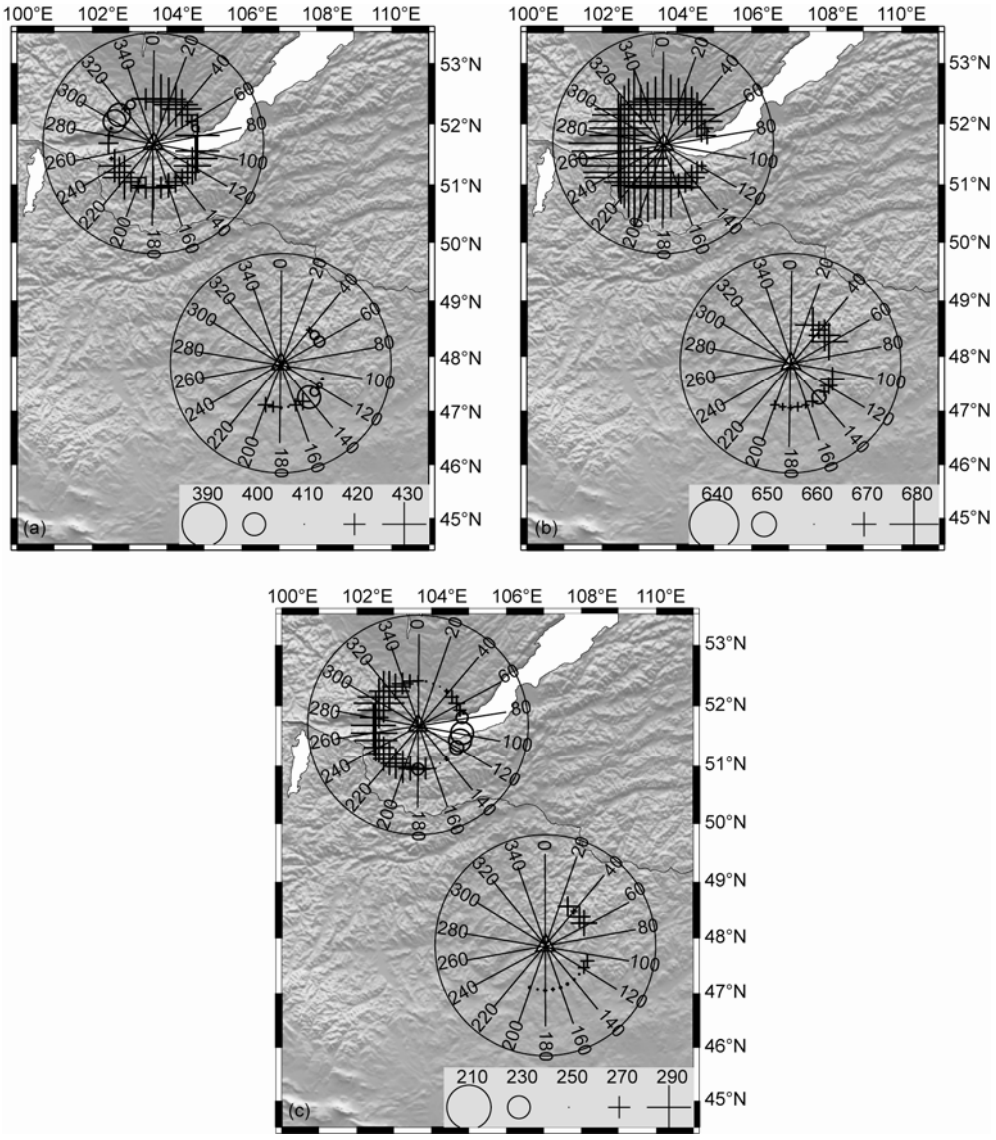


图 8　d410(a), d660(b)间断面深度和 MTZ(c)厚度分布

十字和圆圈分别表示相对于正常值变深(增厚)和变浅(减薄)

相对较小, 不可能是诱发贝加尔裂谷发育的主导因素, 但其对裂谷的形成有着一定的贡献, 如对西伯利亚板块与贝加尔褶皱带之间的缝合带产生热弱化作用, 从而有利于裂谷的形成与发育. Lobatskaya[60]以及 Mats 等[61]的研究指出, 在空间上贝加尔裂谷由东北向西南方向发育, 若地幔柱是其演化发育的主因, 其必存在于台站 TLY 的东侧或东北侧, 这与我们得到的结果基本一致. Mats 和 Perepelova[62]最近的研究认为, 现阶段裂谷的发育主要受热地幔物质上涌控制, 可以推测贝加尔裂谷将会继续向西南方向发育, 从属于递进的沉降和加宽直至最终发育为盆地. 对于裂谷地区以及西伯利亚高原南部绝大部分地幔过渡带增厚, 我们认为有两种可能: 其一, 在中生代期由于蒙古-鄂霍次克板片向西北不断地俯冲[63], 导致蒙古-华北板块与西伯利亚高原发生碰撞, 使地壳和岩石圈增厚, 并在下地壳产生榴辉岩化, 由于重力不稳, 发生拆沉作用, 拆沉的块体下落到地幔过渡带内, 并保留下来, 使地幔过渡带内温度下降, 从而造成地幔过渡带增厚; 其二, 在裂谷发育过程中引起小规模的地幔物质上涌, 侵入下地壳内, 同样产生重力不稳,

发生拆沉作用, 拆离部分进入地幔过渡带内, 造成地幔过渡带增厚. 拆沉作用诱发软流圈物质上涌, 使岩石圈减薄弱化, 并且拆离落入过渡带内的板片所含的大量水分进入上地幔, 降低了上地幔物质熔点, 使其熔融程度增高, 从而加速了地幔对流[64], 地幔对流的热作用和裂谷区的应力积累使岩石层强度降低, 随着印度板块与欧亚板块的碰撞, 处于印度板块与西伯利亚高原之间的亚洲大陆构造块体向东被挤出, 贝加尔地区在印度板块北进和北美板块相对于欧亚大陆逆时针旋转的双重挤压下发生东西扩展拉张, 逐渐形成裂谷[65].

4 结论

我们利用研究区内两个台站的大量接收函数数据(1847 条)对研究区进行研究, 得到了研究区内 410 km 和 660 km 间断面的深度值以及地幔过渡带的厚度: 在贝加尔裂谷下方的 d410 和 d660 值偏大, 而且地幔过渡带整体上增厚, 仅在台站反方位角 80°~120°之间, 地幔过渡带有小幅度的减薄. 我们认为在贝加尔裂谷地区上地幔广泛分布有低速区, 导致转换波走时增加, 从而使接收函数中 d410 和 d660 值偏大; 引起地幔过渡带增厚的原因可能有二: 其一, 由于在中生代蒙古-华北板块(Mongolia-North China Continent)与西伯利亚板块发生碰撞, 地壳和岩石圈增厚, 并发生榴辉岩化导致拆沉, 拆离部分在地幔过渡带内滞留, 产生地幔过渡带变厚结果. 另一可能为有一小规模的地幔物质上涌侵入下地壳, 导致重力不稳, 而发生拆沉. 这种拆沉作用对裂谷的发育有重要的影响.

参考文献

1 杨巍然, 纪克诚, 孙继源, 等. 大陆裂谷研究中的几个前沿课题. 地学前缘, 1995, 2: 93–102
2 Milanovsky E E. Continental rift zone: Their arrangement and development. Tectonophysics, 1972, 15: 65–70
3 Zonenshain L P, Savostin L A. Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia. Tectonophysics, 1981, 76: 1–45
4 Illies J. An intercontinental belt of the world rift system. Tectonophysics, 1969, 8: 5–29
5 Sengor A M, Burke K. Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications. Geophys Res Lett, 1978, 5: 419–421
6 Doser D. Faulting within the western Baikal rift as characterized by earthquake studies. Tectonophysics, 1991, 196: 87–107
7 Keller G R, Bott M H, Wendlandt R F, et al. The Baikal rift system. In: Olsen K H, ed. Continental Rifts: Evolution, Structure, Tectonics. New York: Elsevier Science, 1995. 325–344
8 Zorin Y A, Cordell L. Crustal extension in the Baikal rift zone. Tectonophysics, 1991, 198: 117–121
9 Calais E, Lesne O, Deverchere J, et al. Crustal deformation in the Baikal rift from GPS measurements. Geophys Res Lett, 1998, 25: 4003–4006
10 Suvorov V D, Mishenkina Z M, Petrick G V, et al. Structure of the crust in the Baikal rift zone and adjacent areas from deep seismic sounding data. Tectonophysics, 2002, 351: 61–74
11 Lysak S V. Terrestrial heat flows of continental rifts. Tectonophysics, 1984, 103: 205–215
12 Zorin Y A, Kozhevnikov V M, Novoselova M R, et al. Thickness of the lithosphere beneath the Baikal rift zone and adjacent regions. Tectonophysics, 1989, 168: 327–337
13 Gao S, Liu K, Davis P, et al. Evidence for small-scale mantle convection in the upper mantle beneath the Baikal rift zone. J Geophys Res, 2003, 108: 2194
14 Kiselev A. Volcanism of the Baikal rift zone. Tectonophysics, 1987, 143: 235–244
15 Achauer U, Masson F. Seismic tomography of continental rifts revisited: From relative to absolute heterogeneities. Tectonophysics, 2002, 358: 17–37
16 Gao S, Liu K, Chen C. Significant crustal thinning beneath the Baikal rift zone: New constraints from receiver functions analysis. Geophys Res Lett, 2004, 31: L20610
17 Nielsen C, Thybo H. No Moho uplift below the Baikal Rift Zone: Evidence from a seismic refraction profile across southern Lake Baikal. J Geophys Res, 2009, 114: B08306
18 Logatchev N A, Zorin Y A. Baikal rift zone: Structure and geodynamics. Tectonophysics, 1992, 208: 273–286
19 Egorkin A V, Ziuganov R D, Chernyshev N M. The upper mantle of Siberia. Proc Int Geol Congr, 1984, 27: 26–29
20 Gao S, Davis P M, Liu H, et al. SKS splitting beneath continental rift zones. J Geophys Res, 1997, 102: 22781–22797
21 Logatchev N, Florensov N. The Baikal system of rift valleys. Tectonophysics, 1978, 45: 1–13

22 Artyushkov E, Letnikov F A, Ruzhich F A, et al. The mechanisms of formation of the Baikal Basin. J Geodyn, 1990, 11: 277–291
23 Zorin Y A. The Baikal rift: An example of the intrusion of asthenospheric material into the lithosphere as the cause of disruption of lithospheric plates. Tectonophysics, 1981, 73: 91–104
24 Zorin Y A. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region and Mongolia. Tectonophysics, 1999, 306: 33–56
25 Koulakov I. Role of the plume in development of the Baikal rift (from teleseimic and local tomography). In: Achauer U, ed. ILP-workshop on “Plume-Lithosphere Interactions Strasbourg”. 9–11 April, 2000. 63–65
26 Logatchev N A, Zorin Y A. Baikal rift: Active or passive?—Comparison of the Baikal and Kenya rift zones. Tectonophysics, 1983, 94: 223–240
27 Molnar P, Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. Science, 1975, 189: 419–426
28 Zoenshain L P, Savostin L. Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia. Tectonophysics, 1981, 76: 1–45
29 Kiselev A I, Popov A M. Asthenospheric diaper beneath the Baikal rift: Petrologic constraints. Tectonophysics, 1992, 208: 287–295
30 Achauer U, Masson F. Seismic tomography of continental rifts revisited: From relative to absolute heterogeneities. Tectonophysics, 2002, 358: 17–37
31 Yin A. Mode of Cenozoic east-west extension in Tibet suggesting a common origin of rifts in Asia during the Indo-Asian collision. J Geophys Res, 2000, 105: 21745–21760
32 Petit C, Deverchere J, Sankov F. Present-day stress field changes along the Baikal rift and tectonic implications. Tectonics, 1996, 15: 1171–1191
33 Delvaux D, Moeys R, Stapel G, et al. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, central Asia. Tectonophysics, 1997, 282: 1–38
34 Lesne O, Calais E, Deverchere J, et al. Dynamics of intracontinental extension in the north Baikal rift from two-dimensional numerical deformation modeling. J Geophys Res, 2000, 105: 21727–21744
35 杨巍然, 隋志龙, Mast V D. 俄罗斯贝加尔湖区伸展构造及与中国东部伸展构造对比. 地球科学进展, 2003, 18: 45–49
36 Zhao D P, Lei J, Inoue A, et al. Deep structure and origin of the Baikal rift zone. Earth Planet Sci Lett, 2006, 243: 681–691
37 Gao S, Davis P M, Liu H, et al. Asymmetric upwarp of the asthenosphere beneath the Baikal rift zone, Siberia. J Geophys Res, 1994, 99: 15319–15330
38 Malamud B D, Turcotte D L. How many plumes are there? Earth Planet Sci Lett, 1999, 174: 113–124
39 Zorin Y A, Turutanov E K, Mordvinova V, et al. The Baikal rift zone: The effect of mantle plumes on older structure. Tectonophysics, 2003, 371: 153–173
40 Petit C, Koulakov I, Deverchere J. Velocity structure around the Baikal rift zone from teleseismic and local earthquake traveltimes and geodynamic implications. Tectonophysics, 1998, 296: 125–144
41 Bina C R, Helffrich G. Phase transition Clapeyron slopes and transition zone seismic discontinuity topography. J Geophys Res, 1994, 99: 15853–15860
42 刘启元, 李顺成, 沈杨, 等. 延怀盆地及其邻区地壳上地幔速度结构的宽频带地震台站研究. 地球物理学报, 1997, 40: 763–771
43 吴庆举, 曾融生. 用宽频带远震接收函数研究青藏高原的地壳结构. 地球物理学报, 1998, 41: 669–679
44 胡家富, 苏有锦, 朱雄关, 等. 云南的地壳 S 波速度与泊松比结构及其意义. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33: 714–722
45 Kennett B L, Engdahl E R. Traveltimes for global earthquake location and phase identification. J Geophys Res, 1991, 105: 429–465
46 Ai Y, Zheng T. The upper mantle discontinuity structure beneath eastern China. Geophys Res Lett, 2003, 30: 2089, doi: 10.1029/2003GL017678
47 Chen L, Ai Y. Discontinuity structure of the mantle transition zone beneath the North China Craton from receiver function migration. J Geophys Res, 2009, 114: B06307, doi: 10.1029/2008JB006221
48 沈旭章, 周蕙兰. 接收函数 CCP-PWS 偏移方法探测中国东北地区 620 km 深处低速层. 科学通报, 2009, 54: 215–223
49 Zhang Z, Yuan X, Chen Y, et al. Seismic signature of the collision between the east Tibetan escape flow and the Sichuan Basin. Earth Planet Sci Lett, 2010, doi: 10.1061/j.espl.2010.01.046
50 Tian X, Zhao D, Zhang H, et al. Mantle transition zone topography and structure beneath the central Tien Shan orogenic belt. J Geophys Res, 2010, 115: B10308, doi: 10.1029/2008JB006229
51 Langston C A. Structure under Mount Rainer, Washington, inferred from trleseismic body waves. J Geophys Res, 1979, 84: 4794–4762
52 Schimmel M, Paulssen H. Noise reduction and detection of weak, coherent signals through phase-weighted stacks. J Geophys Res, 1997, 130: 497–505

53 Press W H, Teukolsky S A, Vetterling W T, et al. Numerical Recipes in FORTRAN. 2nd ed. New York: Cambridge Univ. Press, 1992
54 Efron B, Tibshirani R. Bootstrap methods for standard errors, confidence intervals, and other measures of statistical accuracy. Stat Sci, 1986, 1: 54–75
55 Liu K, Gao S. Mantle transition zone discontinuities beneath the Baikal rift and adjacent areas. J Geophys Res, 2006, 111: B11301
56 罗艳, 黄忠贤, 彭艳菊, 等. 中国大陆及邻区 SKS 波分裂研究. 地球物理学报, 2004, 47: 812–821
57 Barruol G, Deschamps A, Deverchere J, et al. Upper mantle flow beneath and around the Hangay dome, Central Mongolia. Barth Planet Sci Lett, 2008, 274: 221–233
58 Liu K H, Gao S S, Gao Y, et al. Shear wave splitting and mantle flow associated with the deflected Pacific slab beneath northeast Asia. J Geophys Res, 2008, 113: B01305, doi: 10.1029/2007JB005178
59 张建利, 田小波, 张中杰, 等. 贝加尔裂谷地区地壳上地幔各向异性研究. 地球物理学报, 2012, doi: 10.6038/j.issn.001-5733.2012.08.005
60 Lobatskaya R M. Neotectonic fault-block structure of junction of Siberian platform and west Siberian plate. Russ Geo Geophys, 2005, 46: 141–150
61 Mats V, Lobatskaya R, Khlystov O. Evolution of faults in a continental rift: Morphotectonic evidence from the southwestern termination of the north Baikal basin. Earth Sci Fron, 2007, 14: 207–219
62 Mats A D, Perepelova T I. A new perspective on evolution of the Baikal Rift. Geosci Fron, 2011, 2: 349–365
63 Meng Q. What drove late Mesozoic extension of the northern China-Mongolia tract? Tectonophysics, 2003, 369: 155–174
64 Kelbert A, Schultz A, Egbert G. Global electromagnetic induction constraints on transition-zone water content variations. Nature, 2009, 460: 1003–1007, doi: 10.1038/nature08257
65 熊熊, 单斌, 王继业, 等. 蒙古-贝加尔地区上地幔小尺度对流及地球动力学意义. 地球物理学报, 2010, 53: 1594–1604, doi: 10.3969/j.issn.0001-5733.2010.07.010