

刘莎,杨建思,田宝峰等.玉树地区地壳介质的各向异性特征.地球物理学报,2012,55(10):3327-3337,doi:10.6038/j.issn.0001-5733.2012.10.015.

Liu S, Yang J S, Tian B F, et al. Characteristics of crustal anisotropy beneath the Yushu region. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2012, 55(10):3327-3337,doi:10.6038/j.issn.0001-5733.2012.10.015.

玉树地区地壳介质的各向异性特征

刘 莎,杨建思*,田宝峰,郑 钰,姜旭东,徐志强

中国地震局地球物理研究所,北京 100081

摘 要 本文利用 2010 年 5 月 7 日到 10 月 18 日玉树地震震源区及其周边 22 个地震台站记录的 2010 年 4 月 14 日玉树地震余震数据资料,使用剪切波分裂分析方法初步得到了每一个台站的剪切波快波偏振方向和慢波时间延迟,并分析了玉树及周边地区地壳介质各向异性特征.在该研究区域,甘孜—玉树断裂上部分台站快波偏振方向近于东西向,这一结果与该区域的水平主压应力方向一致.甘孜—玉树断裂带南段玉树周边的台站快剪切波偏振方向为南东向,与断裂带的走向一致,显示了此次地震断裂走滑性质的特征.位于杂多断裂和清水河断裂上的台站及其附近的台站,快波偏振方向与所处的断裂走向基本一致,多为南东向.各个台站的慢波延迟时间结果分布在 4.23~7.01 ms/km 范围内,平均慢波延迟时间是 5.68 ms/km.在甘孜—玉树断裂带和乌兰乌拉湖—玉树南断裂相交的位置慢波延时总体较高;而低值区位于打贝通—小苏莽断裂的北西端与杂多断裂之间的位置.沿玉树断裂带,慢波延迟时间的梯度值较大,本文这一结果揭示了慢波延迟时间的分布和破裂带的走向、余震的分布有很大关系.

关键词 玉树地震,剪切波分裂,快剪切波偏振方向,慢波延迟时间

doi:10.6038/j.issn.0001-5733.2012.10.015

中图分类号 P315

收稿日期 2011-12-07,2012-10-10 收修定稿

Characteristics of crustal anisotropy beneath the Yushu region

LIU Sha, YANG Jian-Si*, TIAN Bao-Feng, ZHENG Yu, JIANG Xu-Dong, XU Zhi-Qiang

Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

Abstract This work uses seismic data of the aftershock sequence of the 14 April 2010 Yushu earthquake recorded by 22 seismic stations at the Yushu epicenter and surrounding areas from 7 May 2010 to 18 October 2010 and the analysis method of shear-waves splitting to determine the polarization direction of fast shear-wave and the delay time of slow shear-wave below every station, and analyze the crustal anisotropic characteristics in Yushu and adjacent areas. The results show that the polarization directions of fast shear-waves at some stations which are located at the Garzê-Yushu fault zone are nearly in the east-west direction, consistent with the direction of the horizontal principal compressive stress in this region. The polarization directions of fast shear-waves at stations which are around the Yushu station located at south of the Garzê-Yushu fault belt are southeast, which is consistent with the strike of the faults. These patterns of the polarization directions of fast shear-waves indicate that this fault on which the earthquake happened is a strike-slip fault. The polarization directions of fast shear-waves of stations located at and around the Zadoi fault and Qingshuihe fault are the same as the strike of the faults, which

基金项目 青海玉树 7.1 级地震科学考察项目和国家自然科学基金(40644021)资助.

作者简介 刘莎,女,1985 年生,博士研究生,主要从事地球介质地壳各向异性研究. E-mail: liusha@cea-igp. ac. cn

* **通讯作者** 杨建思,女,1958 年生,研究员,博士生导师,主要从事地震观测与研究. E-mail: yangjs@cea-igp. ac. cn

are SEE direction. The delay time of slow shear-wave of every station is in the range of 4.23~7.01 ms/km, and the average delay time of the slow wave is 5.68 ms/km in the study area. The slow-wave delay time is higher in the intersection location between the Garzê-Yushu fault belt and Ulan Ul lake-Yushu South fault. And the area with lower values is located at the position which is between the northwestern segment of the Dabeitong-Xiao Surmang fault and Zadoi fault belt. The gradient of the slow-wave delay time is higher along the Yushu fault zone. This paper indicates that there is a definite relationship between the distribution of the slow-wave delay time, the strike of rupture zone and the distribution of aftershocks.

Keywords Yushu earthquake, Shear-wave splitting, Polarization direction of fast shear-wave, Delay time of slow shear-wave

1 引言

2010年4月14日7时49分,在青海省玉树县附近发生了 $M_s 7.1$ 级强烈地震.根据中国地震局地震台网中心定位结果,玉树地震震中位置为 33.2°N , 96.6°E ,震源深度为14 km,位于甘孜—玉树断裂带上.该地震是我国继汶川地震又一次震灾严重的地震,截止到2010年10月31日,已记录到3000多次余震,余震主要分布在甘孜—玉树断裂带上,并在甘孜—玉树断裂带的周边地区有零星分布(如图1).玉树地震的震源机制结果^[1]显示拉伸轴的方向为北西向(344°),形变应力以北西向为主;玉树地震地表破裂带研究结果表明主破裂带为走向 $310^\circ\sim 320^\circ$ 的长约31 km的左旋走滑断裂^[2].根据玉树地震余震的分布情况、震源机制解的结果和破裂带的分布等已有的研究结果,判定玉树地区具有明显的各向异性的特征.为了更加全面深刻地了解玉树地区的各向异性情况,还需要采用不同的方法进行研究和讨论.

地震学实验已经证实,在地球的不同深度范围内介质普遍存在各向异性,在地壳中引起地震各向异性的主要因素是地壳中存在充满液体的定向排列的微裂隙^[3].剪切波穿过这些定向排列的微裂隙时,会分裂成快、慢两列剪切波,快剪切波的偏振方向与定向排列的直立裂隙平行,与原地最大主压应力方向一致,慢剪切波的偏振方向则垂直于裂隙面^[4-7].慢剪切波的时间延迟量反映了介质的各向异性程度,它还受到介质中裂隙的物理特性和流体特性的影响^[8].剪切波分裂研究的主要任务就是从地表记录中分离出快剪切波和慢剪切波.最近的研究结果表明,剪切波分裂特性与断层的性质有密切的关系^[9-11].位于活动断裂上的台站快剪切波偏振方向

与断裂的走向有关,而且复杂的地质构造环境会造成剪切波偏振方向的不同^[12-13].因此,剪切波分裂方法可以对当地的地壳各向异性、应力场和断裂的性质进行深入研究和讨论.

本文充分利用玉树地震科学考察的数据资料,通过对甘孜—玉树断裂带及其周边地区的地震台站记录到的玉树地震余震的波形数据进行剪切波分裂的计算,得到每个台站的剪切波分裂参数,从而研究讨论玉树及其周边地区的应力场分布特征,以及甘孜—玉树断裂带地区的地壳介质地震各向异性,并根据各向异性结果初步判断玉树地震的形成机制.

2 构造背景与观测数据

2.1 构造背景

发生此次玉树地震的甘孜—玉树断裂带属于巴颜喀拉地块南边界,同时也是川滇菱形地块的重要边界断裂.甘孜—玉树断裂带主要发育在三叠纪地层中,具有长期活动的地质演化历史.在该断裂区域,历史上曾多次发生地震,地质活动较为强烈,中强度以上的地震持续不断.最近200余年中有正式记载的强震共3次:1738年12月23日青海玉树西北发生6.5级地震,震中烈度为Ⅷ度^[14]、1896年3月四川石渠县洛须—青海玉树间发生7级地震,震中烈度Ⅸ度^[14]、1979年3月29日青海玉树南东的6.2级地震^[15],这些地震均发生在断裂的北西段.此次玉树地震也发生在该断裂的北西段,为左旋走滑断裂^[1].

甘孜—玉树断裂带是鲜水河断裂带向北西延伸的一支羽列式断裂带,沿北西—南东方向延伸、以左旋走滑为主,仅在当江附近走向北西西,断层倾向以北东为主,倾角 $70^\circ\sim 85^\circ$.断裂带西起青海治多县那王草曲塘,经当江、玉树、邓柯、玉隆,至四川甘孜县

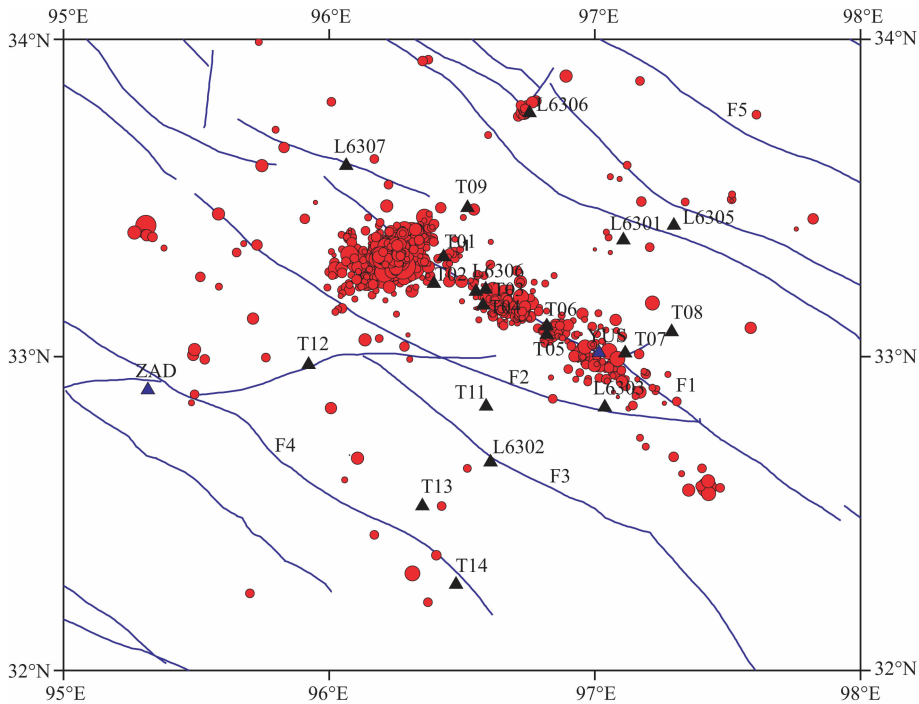


图1 玉树地区台站分布图和构造背景图

蓝色三角符号代表固定台,黑色三角符号代表流动台,红色圆圈代表余震震中位置.

F1 甘孜—玉树断裂; F2 乌兰乌拉湖—玉树南断裂; F3 打贝通—小苏莽断裂; F4 杂多断裂; F5 清水河断裂.

Fig. 1 Map showing tectonic setting and distribution of seismic stations in the Yushu region

Blue triangles stand for permanent stations, black triangles stand for portable stations, red circles represent epicenters of aftershocks.

F1-Garzê-Yushu fault; F2-Ulan Ul lake-Yushu South fault; F3-Dabeitong-Xiao Surmang fault; F4-Zadoi fault; F5-Qingshuihe fault.

城南,绝大部分展布于高原藏族牧区,局部为无人区,总长度约 500 km,破碎带宽 50 m 至数百米.它与鲜水河断裂共同组成了川滇菱形地块的北部边界,是与强震活动密切相关的大型区域性活动断裂,川滇菱形地块持续快速向东南逃逸运动^[16],造成块体沿东北部边界的玉树—甘孜断层强烈的左旋走滑,滑动速率在甘孜—玉树段达 5.5 mm/a^[17-18].

2.2 观测数据

玉树地震发生之前,玉树地区地震台站稀少,距离玉树台 200 km 范围内只有三个固定台站(杂多台、曲玛莱台和昌都台),不能满足玉树地区震后研究工作的需要.针对青海玉树地区地震台站稀少的情况,中国地震局及时协调四川省地震局和青海省地震局的流动观测队伍赴玉树地区开展现场测震加密工作.截至 4 月 17 日,已完成 7 个实时传输地震台站(L6301—L6307,如图 1)的堪选和布设任务并且将其并入青海省地震观测网,很大程度上提高了该地区的余震监测能力.

为了获得震源区的构造异常分布和区域深部构造环境,以更好地认识地震发生的机理及活动规律,5 月份,中国地震局地球物理研究所玉树科考队赴

玉树地区完成了玉树地震震源区及邻区 13 个流动地震台站的架设并组成了地震密集台阵来观测玉树地震余震的活动.台站分布图见图 1,从图中可以看出台站的分布能够很好地覆盖玉树地震的震源区以及甘孜—玉树断裂带,为进一步的研究工作提供了有效的数据资源.台站的记录时间为 2010 年 5 月到 10 月,观测仪器均为宽频带地震仪,采用三分向数字记录.

本文选取该研究区域范围内 22 个地震台站(玉树地震台和杂多地震台、7 个实时传输地震台和 13 个科考流动台)在 2010 年 5 月 7 日到 10 月 18 日期间记录的地震数据共 1549 次.利用剪切波分裂研究地壳介质的各向异性要求选取剪切波窗口内的波形记录.在剪切波窗口内,观测的地震波形与入射波相类似,而窗口外的剪切波会被严重的畸变.在地球表面,剪切波窗口是一个入射角锥形体,对于泊松介质,该锥形体顶角约为 35°.由于弯曲的波前和地表低速层的影响,剪切波窗口可有效地增大,对于单层的简单模型,45°的剪切波窗口即可满足要求^[19-20],本文选取的剪切波窗口为 45°.另外,剪切波分裂计算还要求选取的数据具有较高的信噪比,本文在进

行数据选取之前对数据都进行了带通滤波处理,选取的数据信噪比都大于 5,其中最好的数据信噪比可以达到 10 以上(见表 1). 为了提高截取 Sg 波段数据的准确性和计算结果的可靠性,避免自动拾取震相对结果的影响,文中所有的 Sg 波震相都是由人工拾取,同时删除震相不清晰的事件. 最后满足数据条件要求并且震相清晰的用于剪切波分裂计算的数据共有 808 条,这些事件的震源深度范围在 4 km 到 20 km 之间(见表 1).

3 数据处理

3.1 方法原理

剪切波分裂研究地震各向异性自 20 世纪 90 年代以来已发展的较为成熟,剪切波分裂分析的方法很多. Bowman 和 Ando^[21] 使用偏振图测定快慢波的偏振方向,然后将地震图旋转到快波和慢波的方向上,最后再对快、慢波做互相关计算,得到快、慢波的时间延迟. 实际记录偏振分析中一般得不到互相交叉的偏振图,不容易直接从偏振图上测得快慢波的偏振方向. 后来发展的方法一般都是通过网格搜索使用互相关方法,同时得到快波偏振方向和慢波时间延迟. 中国学者在相关函数的基础上提出一种用于剪切波分裂分析的系统分析方法,包括相关函数计算、时间延迟校正和偏振分析检验,称为 SAM 方法^[22-23].

由于快、慢剪切波来自同一个波源,因此经过时间延迟校正之后的快、慢波应该是相关的. 相关函数的计算公式为:

$$C_{ij}(\tau) = \int_{-T}^T f_i(t) f_j(t + \tau) dt, \quad (1)$$

其中 t 为时间, τ 为两个函数 $f_i(t)$ 和 $f_j(t)$ 的时间差. 为了寻找剪切波分裂的快波和慢波,计算每个方向上不同时间延迟的两水平分量波形的互相关函数,得到的最大相关函数值所对应的方向和时间延迟,即为所求的快波偏振方向和慢波时间延迟.

根据相关函数计算的结果,再进行时间延迟校正和偏振分析检验. 所谓时间延迟校正,就是把得到的慢波波列提前一个时间量,使其到达时刻与快波一致,以消除时间延迟的影响. 而偏振分析检验则是对时间延迟校正前后的偏振图进行对比分析,以检验计算结果的准确性.

剪切波分裂计算的任务就是得到两个参数:快波偏振方向和慢波延迟时间. 计算之前,选择剪切波震相清晰的数据,截取 Sg 波前后 1 s 的数据. 将两个水平分量的波形数据进行顺时针方向旋转,以北向作为 0° ,旋转角度范围从 0° 到 180° ,步长为 1° . 时间延迟 τ 范围为 0 到 1 s,步长为 0.01 s. 同时改变旋转角度和时间延迟,计算相关函数值,得到的最大相关函数值所对应的旋转角度和时间延迟就是快波偏振方向和慢波延迟时间^[24-25].

3.2 可靠性验证

根据相关函数计算的结果,进行时间延迟校正和偏振分析检验,以检验该方法的准确性^[22]. 经过时间延迟校正之后,质点偏振图由椭圆形变为线性偏振. 如图 2 所示,以科考流动台 T01 为例. 图中可以显示,经过时间延迟校正之后,质点偏振图由椭圆偏振变成了线性偏振,验证了该方法的可靠性.

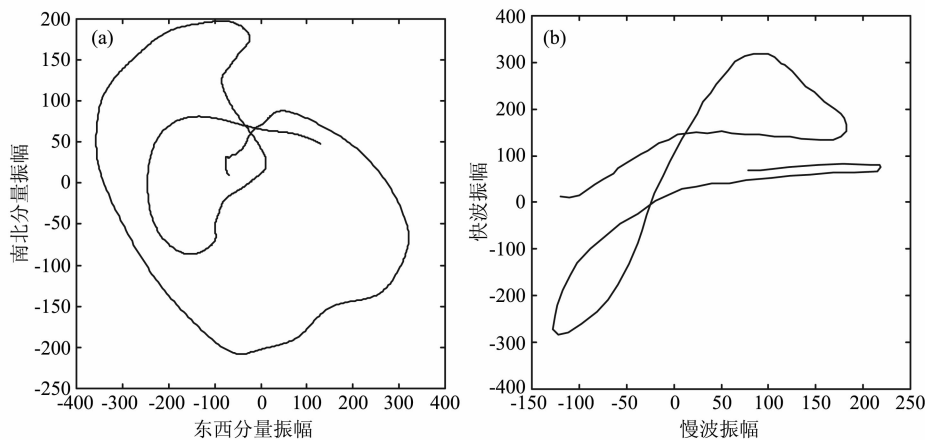


图 2 T01 记录的数据 201005180438 计算得到的结果

(a) 两个水平分量的质点振动图; (b) 经过时间延迟校正之后的快波和慢波质点振动图.

Fig. 2 Calculation results using data 201005180438 recorded by T01

(a) The trail of particle of two horizontal components; (b) The trail of particle of fast wave and slow wave after time delay correction.

表 1 玉树地区地震台站的剪切波分裂分析结果

Table 1 Shear wave splitting analysis results of the stations in the Yushu region

编号	台站代码	事件数目	震源深度范围 (km)	数据信噪比 范围	平均偏振方向 (°)	偏振方向误差 (°)	平均延迟时间 (ms/km)	延时误差 (ms/km)
1	YUS	133	4~20	5.5~12	161.03	28.45	7.01	1.66
2	ZAD	3	6~10	6.0~9.6	104.66	10.21	4.95	2.03
3	T01	115	7~20	5.4~10.8	122.95	31.60	5.17	2.20
4	T02	92	6~18	5.0~11.2	98.95	29.84	4.74	3.17
5	T03	51	8~14	5.6~8.2	97.60	23.96	5.08	2.70
6	T04	109	8~20	5.2~10.5	92.95	31.33	6.09	2.28
7	T05	81	6~20	5.8~11.4	110.04	26.96	6.10	3.05
8	T06	33	6~16	5.5~10.8	109.69	15.00	6.49	2.14
9	T07	35	7~20	5.6~9.2	116.82	24.23	6.66	2.32
10	T08	1	7	6.5	121.50	Null	6.42	Null
11	T09	4	5~10	5.2~8.0	105.25	15.13	4.72	3.75
12	T11	1	6	7.0	107.57	Null	5.88	Null
13	T12	4	8~10	5.0~9.2	109.50	9.53	4.23	2.16
14	T13	1	9	6.0	100.29	Null	5.62	Null
15	T14	2	9~10	5.8~6.2	113.21	15.68	5.70	1.08
16	L6301	5	8~10	5.5~8.6	108.00	11.24	6.27	3.02
17	L6302	1	10	7.5	102.08	Null	5.78	Null
18	L6303	12	7~12	5.4~9.8	104.83	21.80	6.98	3.71
19	L6304	108	4~10	5.5~10.6	110.16	25.11	6.17	2.18
20	L6305	3	5~10	6.2~9.0	108.33	15.56	5.03	2.73
21	L6306	13	5~12	6.0~8.8	115.24	24.52	5.12	3.43
22	L6307	1	10	5.8	120.23	Null	5.30	Null

3.3 计算结果

本文选取了 2 个固定台站(玉树台 YUS 和杂多台 ZAD), 7 个实时传输台和 13 个科考流动地震台在 2010 年 5 月 7 日至 10 月 18 日记录的玉树地震余震数据. 通过对 22 个台站记录到的波形数据进行计算, 得到了每个台站快剪切波的偏振方向和慢波时间延迟(如表 1), 并通过快剪切波偏振方向的等面积投影玫瑰图将结果清楚地显示出来(如图 3). 根据 Niu 等对地震台站方位校正的结果^[26], 在本文研究区域范围内玉树地震台的台站方位角需要校正, 经过方位角校正后的结果如图 3 所示.

从表 1 可以看出, 快波偏振方向主要集中在 $[90^\circ, 160^\circ]$ 范围内, 误差在 20° 左右. 根据快剪切波偏振方向的等面积投影玫瑰图显示, 玉树地区大多数台站快剪切波偏振方向的优势取向较为明显, 主要有两个快波优势偏振方向, 分别为南东向和东西向. 另外有个别台站表现出 2 个优势取向. 根据图 3, YUS、T01、T05、T06、T07、L6303、L6306 表现出

明显的南东向的快波优势偏振方向. ZAD、T04、T12、L6301、L6305 表现出近似东西向的快波偏振优势取向. T02 表现出南东向和北东向两个快波偏振方向; T03、T09、L6304 表现出南东向和近似的东西向两个快波优势偏振方向. 另外, T14 台有效的剪切波分裂结果只有两条, 而且结果表现出两个快波偏振方向, 分别为南东向和东西向.

由于玉树地震的余震分布比较集中, 主要集中在甘孜—玉树断裂带, 所以架设在其它断裂附近的台站周围余震较少, 分布于剪切波窗口内的数据就更少了, 这些台站的剪切波分裂结果数量就相当有限. 在本文剪切波分裂研究中, T08、T11、T13、L6302 和 L6307 台站在剪切波窗口内只有一条有效数据, 结果的可靠性还需要更多的资料去证实. 但是, 这 5 个台站所得到的快波偏振方向都为南东东向, 与其它台站所得到的结果的大体趋势是一致的, 所以这仅有的一条结果还是具有一定的可靠性的.

慢波延迟时间是衡量各向异性程度大小的物理

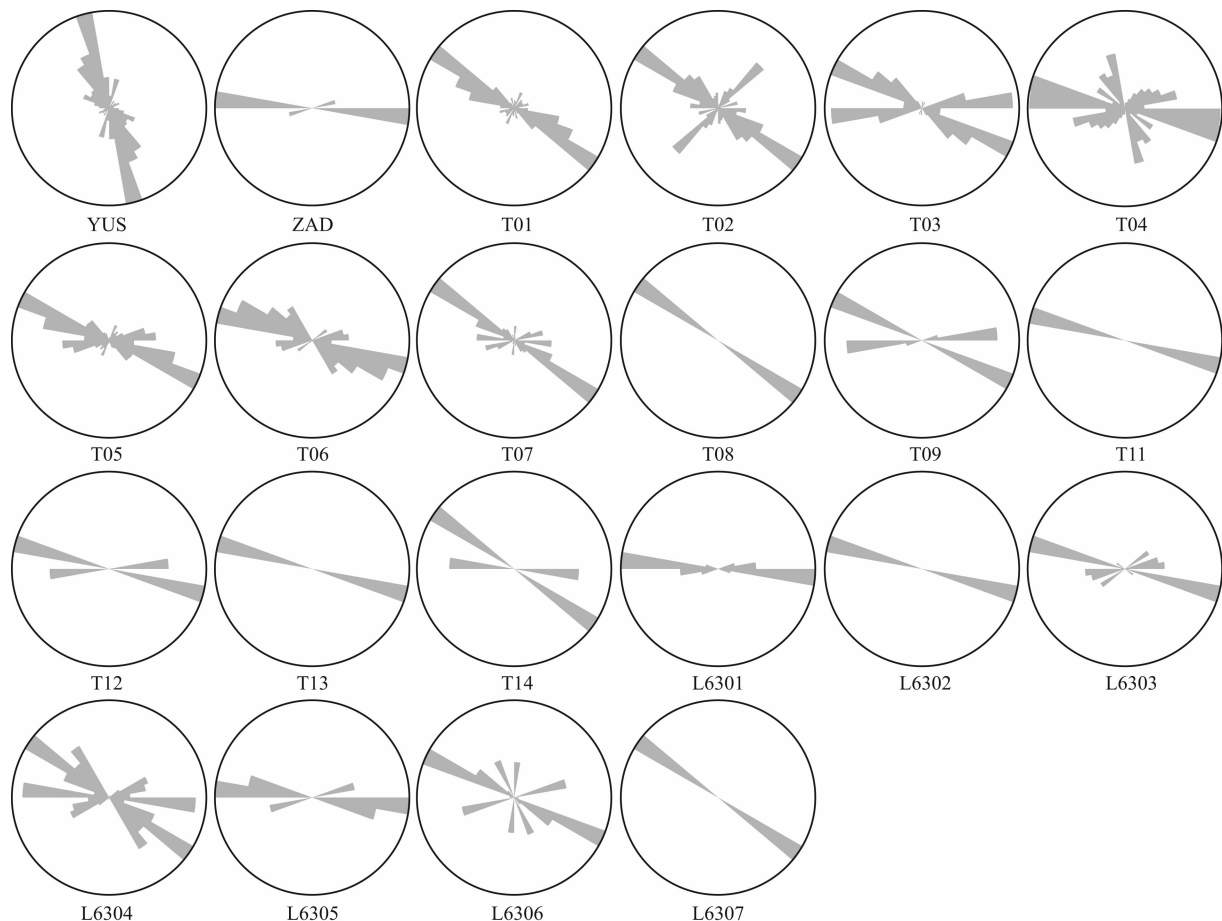


图3 玉树地区地震台站的快剪切波偏振方向的等面积投影玫瑰图

Fig. 3 Homolographic projection rose diagrams of polarization directions of the fast shear wave at seismic stations in the Yushu region

量^[27]. 为了便于分析比较, 将慢波的到时差进行标准化处理, 即把快慢波的到时差除以震源到接收台站间射线路径的长度从而得到归一化的慢波到时延迟, 即每公里的时间延迟大小表示为 ms/km ^[22] (见表1). 从表1结果可以看出, 慢剪切波时间延迟分布在 $4.23 \sim 7.01 \text{ ms}/\text{km}$ 之间, 误差大多在 $2 \text{ ms}/\text{km}$ 左右, 所有台站慢波延迟时间均值为 $5.68 \text{ ms}/\text{km}$. 在其它地区的剪切波分裂研究中, 也得到了关于慢剪切波分裂延时的结果. 四川紫坪铺水库库区的慢剪切波延时分布在 $2.89 \sim 8.71 \text{ ms}/\text{km}$ 范围内, 平均值为 $3.92 \text{ ms}/\text{km}$ ^[8]; 首都圈西北部地区的慢剪切波分裂延时在 $2.71 \sim 5.99 \text{ ms}/\text{km}$ 之间, 平均值为 $4.44 \text{ ms}/\text{km}$ ^[11]; 唐山地区的慢波延时分布在 $5.4 \sim 10.3 \text{ ms}/\text{km}$ 之间, 均值为 $7.1 \text{ ms}/\text{km}$ ^[12]. 对比以上结果, 可以看出玉树地区的慢波延迟时间要高于首都圈西北部地区和四川紫坪铺水库库区, 而低于唐山地区, 充分反映了玉树地区的各向异性强度普遍较大, 同时也表明了玉树地震的发生对该区域各向

异性强度的影响.

利用 Hudson^[28] 关于具有稀疏、充水并垂直排列裂隙的岩石波速异常公式, 可以大致地估计岩石裂隙的密度. 粗略地, 假设裂隙充满传播路径, 并且入射波与裂隙的方向平行, 对于泊松介质, 可以得到:

$$\epsilon = \frac{7}{16} \left[1 - \frac{1}{(1 + V_s \tau)^2} \right], \quad (2)$$

式中 ϵ 为岩石裂隙的密度, V_s 为不含裂隙时介质的剪切波速度, τ 为时间延迟. 可见岩石裂隙的密度和剪切波的速度、各向异性程度有关. 我们取剪切波速度 V_s 为 $3.55 \text{ km}/\text{s}$ ^[29], 根据(2)式, 可以计算出玉树地区裂隙密度的参考值为 0.017 ± 0.002 . 根据已有的其它地区的裂隙密度值, 首都圈西北部地区裂隙密度为 0.015 ± 0.010 ^[11], 唐山地区裂隙密度为 0.022 ± 0.013 ^[12], 可见玉树地区的裂隙密度值低于唐山地区的裂隙密度值, 却高于首都圈西北部地区的裂隙密度值. 由于平行于裂隙的剪切波速度各向异性与裂隙密度相关^[30], 可以推断玉树地区剪切

波速度各向异性要高于首都圈西北部地区,却低于唐山地区。

4 玉树地区地壳介质各向异性的讨论

4.1 快波偏振方向与构造背景之间的关系

根据玉树地区各台站记录的剪切波波形的偏振分析结果,绘制了该地区的地壳各向异性图。图 4 表明,该研究区域的快剪切波偏振方向在空间上存在着一定的差别。为了比较客观、准确地反映玉树地区地壳介质的各向异性情况,本文选取有 3 条及以上剪切波分裂结果的台站讨论研究玉树地区的各向异性。

该研究区域由若干条断裂带组成,属于巴颜喀拉地块。从图 3 可以看出,大多数台站的快波偏振方向较为一致,只有少数台站的快波偏振方向存在着差异。在甘孜—玉树断裂上,T05,T06 和 T07 台的快波偏振方向表现的较为一致,为南东向,与断裂的走向一致;YUS 台的快波偏振方向近似为南南东向,与断裂的走向不一致;在断裂的北西段,T02,T03,T04 的快波偏振方向表现出近似的东西向,与断裂的走向斜交;与 T02 台分别位于断裂两侧的 T01 台快波偏振方向显示为南东向,与甘孜—玉树断裂的走向一致。位于甘孜—玉树断裂北部的 T09 台快波偏振方向与断裂的走向一致,为南东向。位于乌兰乌拉湖—玉树南断裂的 L6303 台的快波偏振方向表现为南东东向,与断裂走向一致;T12 台的快波偏振方向与所处断裂带的走向斜交,杂多台(ZAD)的快波偏振方向与杂多断裂带的走向近似一致。位于研究区域东北部分,清水河断裂以南的 L6301,L6305 和 L6306 台的快波偏振方向为南东向,与断裂带的走向几乎是平行的。

常利军等^[31]在玉树地震之后进行了关于玉树震源区的剪切波分裂研究以及剪切波分裂参数的时空变化特征的讨论,结果显示玉树断裂上的 L6303、L6304 和 YUS 台的快波偏振方向为北东东向。本文的结果中,L6303 台的快波偏振方向为南东东向,L6304 台有两个快波偏振方向,分别为近似东西向和南东向,这一结果与常利军等人的结果稍有不同。分析原因,首先两次剪切波分裂计算采用的数据不同。常利军等人采用的数据是 2010 年 4 月 16 日到 2010 年 5 月 30 日的地震事件,本文采用的数据是 2010 年 5 月 7 日到 10 月 18 日近半年的余震事件;其次,从地震应力的变化角度考虑,玉树地震之后,

地壳应力向东南方向转移^[31],快波偏振方向反映的是应力的方向,所以本文采用主震后续半年的数据资料得出的结论为南东东向的快波偏振方向也是合理的。两次研究对于 YUS 地震台的快波偏振方向差别较大,本文对 YUS 地震台进行了方位角的校正,YUS 台的快波偏振方向在方位校正之前的结果为 108.97°,经过矫正之后快波偏振方向为 161.03°。采用不同时间段的数据也是造成这一结果的一个因素,随着事件的推移和余震的不断发生,玉树地区周围的应力场处于调整状态,应力的方向趋于南东向。

2001 年,王琪等^[32]通过全球定位系统(GPS)获得的中国大陆地壳运动速度场清晰地揭示了地壳分块运动的构造变形特征,指出青藏高原内部的活动地块的运动方式是分块的,各块之间运动方向是有所不同的,其中在中东部地区的优势运动方向为东西向。叶正仁等^[33]运用有限元方法对中国大陆及邻区地壳与岩石圈运动进行动力学模拟,通过解力平衡方程得到中国大陆地壳的运动分布,结果显示在青藏东部地区地壳岩石圈的运动方向近似为东西向。许忠淮^[34]通过浅源地震的地震矩张量、震源机制解和深井钻探资料得到东亚地区现今地壳构造应力场主应力方向,指出青藏高原东部地区最大主压应力的方向近似东西向。以上结果从不同的数据资料和测量方法表明了玉树周边地区最大主压应力的方向为近东西向。本文计算结果显示玉树地区快波偏振方向呈现出南东向和南东东向,但是在位于甘孜—玉树断裂西北段的台站(T02,T03,T04,L6304)快剪切波偏振方向近似东西向,最大主压应力的方向与以上其它方法论证的结果是一致的。

在研究区域有为数不少台站的快剪切波偏振方向与最大主压应力的方向不一致。区域主压应力反映的是一个区域的应力状况,是个背景场。多个地区的剪切波分裂研究表明台站的快剪切波偏振方向应该与当地的水平主压应力方向是一致的,而当地的水平主压应力会受到复杂的局部构造和断裂带分布的影响^[10,35-36]。在研究区域,甘孜—玉树断裂的走向为南东向,为 119°^[1]。位于甘孜—玉树断裂带上的台站 T05,T06,T07 快波偏振方向为南东向,与断裂走向是平行的。此次玉树地震的地表断裂带由 3 条主破裂左阶组成,走向为 310°~320°,为左旋走滑性质^[2]。YUS 台南南东向的快波偏振方向可能受地表破裂的影响较大,使得其快波偏振方向与断裂的走向有所差异。受玉树地震和局部构造的影响,研究区域的其它台站快波偏振方向与最大主压应力的方向

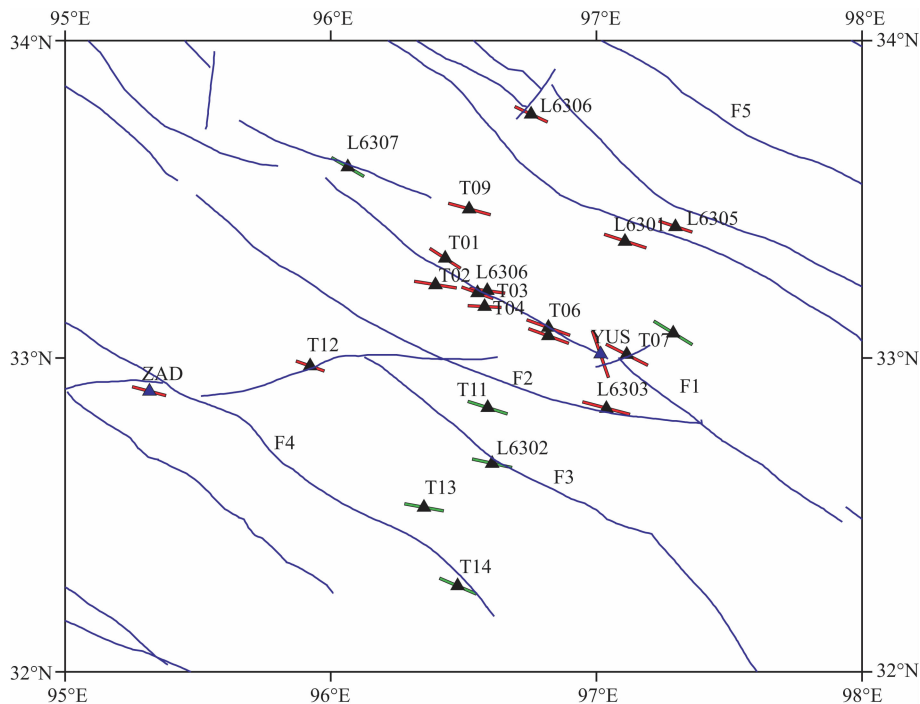


图 4 玉树地区各台站快波偏振方向空间分布

红色短线表示有 3 条及以上有效记录的剪切波分裂结果, 绿色短线表示少于 3 条的结果。

F1 甘孜—玉树断裂; F2 乌兰乌拉湖—玉树南断裂; F3 打贝通—小苏莽断裂; F4 杂多断裂; F5 清水河断裂。

Fig. 4 Polarization direction spatial distribution of fast shear wave on every station in the Yushu region

Red short line is the shear wave splitting from 3 or more valid records, green line is shear wave splitting from less than 3 valid records.

F1-Garzê-Yushu fault; F2-Ulan Ul lake-Yushu South fault; F3-Dabeitong-Xiao Surmang fault; F4-Zadoi fault; F5-Qingshuihe fault.

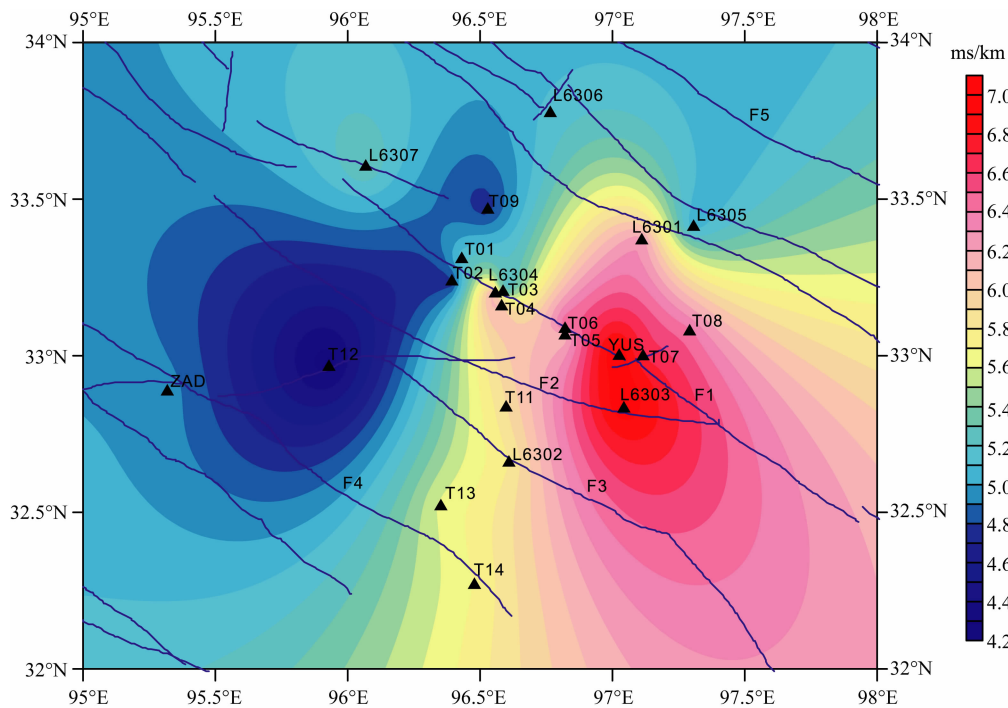


图 5 玉树地区慢波延迟时间空间分布

Fig. 5 Spatial distribution of time delays of slow wave in the Yushu region

有所差别,杂多断裂带上的杂多台的快波偏振方向和断裂带的走向完全一致;位于甘孜—玉树断裂带北东方向的 L6301, L6305 台快波偏振方向与断裂的走向一致,这些结果表明快波偏振方向受到玉树地震和断裂带走向的影响, T12 台的快波偏振方向和所处的断裂走向没有直接的关系,暗示了该断裂的活动性并不强,但是南东向的快波偏振方向可能是受到玉树地震的影响,或者该地区的构造、断裂分布细节足够复杂而暂时没有详细的结果。

4.2 慢剪切波延迟时间的空间分布特征

玉树地震余震波形数据的剪切波分裂计算同时得到了慢波延迟时间参数,玉树地区有效记录的平均慢波延迟时间为: 5.68 ms/km, 其中最小值为 T12 台 4.23 ms/km, 最大的慢波延迟时间为玉树台站 7.01 ms/km. 为了便于讨论玉树地区慢剪切波时间延迟的空间分布特征以及和构造背景之间的关系,根据每个台站的慢波延迟时间结果绘制了等值线图,从而得到玉树地区慢剪切波延迟时间的空间分布(如图 5). 从图上可以清晰地显示出慢剪切波时间延迟的高值区和低值区. 慢波延迟时间的最大值在玉树台所在地区,总体来说,在甘孜—玉树断裂带和乌兰乌拉湖—玉树南断裂相交的位置,慢波延迟时间较大. 慢波延迟时间在 T12 台的周围最低,打贝通—小苏莽断裂的北西端与杂多断裂之间的部分总体上为慢波延迟时间的低值区. 沿玉树断裂带,慢波延迟时间的梯度值较大,其中在 33.2°N, 96.5°E 附近梯度值最大。

根据陈立春等人对玉树地震地表破裂研究的结果^[2],玉树地震主破裂带走向是沿着甘孜—玉树断裂带呈北西破裂,并且在隆宝镇东侧(33.2°N, 96.6°E)有走向近 EW 向的雁列式张裂缝带. 图 5 显示在甘孜—玉树断裂带上慢波延迟梯度较大,而且梯度值最大的区域和雁列式张裂缝带是吻合的,表明破裂带的分布和慢波延迟变化在空间分布上的一致关系. 另外,从余震分布图上(图 1)可以看出在 T02 台(33.2°N, 96.4°E)附近有一块呈 NE—SW 向分布,而在此区域慢波延迟时间的变化很大. 由此可见,慢波延迟时间的变化与应力的积累和释放有很大关系。

4.3 地壳介质各向异性与玉树地震

玉树地震是继 2008 年汶川地震之后,在不到 2 年的时间内,沿巴颜喀拉地块发生的又一次强烈地震,充分说明了巴颜喀拉地块是青藏高原地区活动较为强烈的次级地块之一. 玉树地震余震的剪切波

分裂计算结果表明,快剪切波偏振方向优势取向为南东东向,与断裂带的走向近于平行. 位于甘孜—玉树断裂带上的部分台站的快波偏振方向近似东西向,与该地区 GPS 的观测结果类似,同时也是受到了青藏高原内部地壳物质向东流动的影响^[37],这些结果充分反映了该区域正在进行的构造运动。

在研究区域各个台站的剪切波分裂计算结果一致性较好,但是青藏高原及周边的 GPS 观测数据研究表明^[38],青藏高原内部物质向东流动的速度在各个地区并不相同,越往东速度越快. 青藏高原内部地壳物质的向东流动引起了高原东边界的地壳缩短和增厚. 位于青藏高原南边界的川滇菱形地块,其东边界受到喜马拉雅构造结旋转的影响,构造变形以左旋走滑为主. 由于呈刚性块体的四川盆地密度相对较大,使得巴颜喀拉地块向东方向运动时受到阻碍,而与位于高原南边界的川滇地块有着不同的东向运动速度,进而发生左旋走滑型地震. 因此,玉树地震是青藏高原在向东方向运动时,应力在巴颜喀拉地块边界处的积累和释放。

5 结 论

本文对玉树地震震源区及其周边 22 个地震台在 2010 年 5 月 7 日到 10 月 18 日记录的玉树地震余震数据进行剪切波分裂计算,经过可靠性分析初步得到了各个台站的剪切波分裂结果. 根据计算结果统计,玉树地区的快剪切波平均偏振方向为 110.95°,大多数台站的快波偏振方向显示为南东东向. 该区裂隙密度的参考值为 0.017 ± 0.002 . 研究区域各台站平均慢波延迟时间为: 5.68 ms/km, 其中最小值为 4.23 ms/km, 最大值为 7.01 ms/km. 慢波延迟时间在玉树台周围最大,甘孜—玉树断裂带和乌兰乌拉湖—玉树南断裂相交的位置总体较高;在打贝通—小苏莽断裂的北西端与杂多断裂之间的部分总体上为慢波延迟时间的低值区. 沿玉树断裂带,慢波延迟时间的梯度较大. 慢波延迟时间与破裂带的走向、余震的空间分布存在一定的关系,充分显示了慢波延迟与应力的积累和释放之间的联系。

根据波形数据的计算分析结果,结合研究区域的地质构造背景,初步得到了该区域各向异性特征. 在甘孜—玉树断裂带上,部分台站快波偏振方向近于东西向,这一结果与断裂带的走向斜交,但是与该区域的水平主压应力方向一致. 位于甘孜—玉树断裂带南段玉树周边的多数台站,快剪切波偏振方

向为南东向,与断裂带的走向一致,而在此次玉树地震中,断裂带破裂的方向也是沿着南东向.其余一些台站的快波偏振方向与所处的断裂走向一致,多为南东向.玉树地震的发生是由于地块边界处的应力释放,是巴颜喀拉地块与川滇地块向东不同的运移速度所产生的左旋走滑型地震.

致 谢 感谢青海省地震局为本文提供了玉树地震余震目录.感谢两位匿名审稿人对本文的修改提出的宝贵意见和建议.

参考文献(References)

- [1] 刘超,许力生,陈运泰. 2010年4月14日青海玉树地震快速矩张量解. 地震学报, 2010, 32(3): 366-368.
Liu C, Xu L S, Chen Y T. Quick moment tensor solution for 14 April 2010 Yushu, Qinghai, earthquake. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 2010, 32(3): 366-368.
- [2] 陈立春,王虎,冉勇康等. 玉树 $M_s7.1$ 级地震地表破裂与历史大地震. 科学通报, 2010, 55(13): 1200-1205.
Chen L C, Wang H, Ran Y K, et al. The $M_s7.1$ Yushu earthquake surface rupture and large historical earthquakes on the Garzê-Yushu fault. *Chinese Sci. Bull.*, 2010, 55(31): 3504-3509.
- [3] Crampin S, Booth D C. Shear-wave polarizations near the North Anatolian Fault, II. Interpretation in terms of crack-induced anisotropy. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1985, 83(1): 75-92.
- [4] Crampin S. A review of wave motion in anisotropic and cracked elastic-media. *Wave Motion*, 1981, 3(4): 343-391.
- [5] Crampin S, Volti T, Chastin S, et al. Indication of high pore-fluid pressures in a seismically-active fault zone. *Geophys. J. Int.*, 2002, 151(2): F1-F5.
- [6] Gao Y, Crampin S. Observations of stress relaxation before earthquakes. *Geophys. J. Int.*, 2004, 157(2): 578-582.
- [7] Zatsepin S V, Crampin S. Modelling the compliance of crustal rock—I. Response of shear-wave splitting to differential stress. *Geophys. J. Int.*, 1997, 129(3): 477-497.
- [8] 张永久,高原,石玉涛等. 四川紫坪铺水库库区地震剪切波分裂研究. 地球物理学报, 2010, 53(9): 2091-2101.
Zhang Y J, Gao Y, Shi Y T, et al. The shear-wave splitting study of Sichuan Zipingpu reservoir region. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2010, 53(9): 2091-2101.
- [9] Peng Z G, Ben-Zion Y. Systematic analysis of crustal anisotropy along the Karadere-Duzce branch of the North Anatolian fault. *Geophys. J. Int.*, 2004, 159(1): 253-274.
- [10] 石玉涛,高原,吴晶等. 云南地区地壳介质各向异性——快剪切波偏振特性. 地震学报, 2006, 28(6): 574-585.
Shi Y T, Gao Y, Wu J, et al. Seismic anisotropy of the crust in Yunnan, China: polarizations of fast shear-waves. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 2006, 28(6): 574-585.
- [11] 吴晶,高原,陈运泰等. 首都圈西北部地区地壳介质地震各向异性特征初步研究. 地球物理学报, 2007, 50(1): 209-220.
Wu J, Gao Y, Chen Y T, et al. Seismic anisotropy in the crust in northwestern capital area of China. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2007, 50(1): 209-220.
- [12] 高原,郑斯华,孙勇. 唐山地区地壳裂隙各向异性. 地震学报, 1995, 17(3): 283-293.
Gao Y, Zheng S H, Sun Y. Crustal crack anisotropy in Tangshan. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 1995, 17(3): 283-293.
- [13] 雷军,王培德,姚陈等. 云南剑川近场横波特征及其与构造的关系. 地球物理学报, 1997, 40(6): 791-801.
Lei J, Wang P D, Yao C, et al. The near-field shear wave splitting and its relation with structure in Jianchuan, Yunnan Province. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1997, 40(6): 791-801.
- [14] 周荣军,闻学泽,蔡长星等. 甘孜—玉树断裂带的近代地震与未来地震趋势估计. 地震地质, 1997, 19(2): 115-124.
Zhou R J, Wen X Z, Cai C X, et al. Recent earthquakes and assessment of seismic tendency on the Garzê-Yushu fault zone. *Seismology and Geology* (in Chinese), 1997, 19(2): 115-124.
- [15] 中国地震局监测预报司. 中国强地震目录(公元前23世纪—公元1999年). 北京: 中国地震局, 1999.
Bureau of Monitoring and Prediction, China Earthquake Administration. Catalogue of Chinese Strong Earthquakes (23 Century B. C. — 1999 A. D.) (in Chinese). Beijing: China Earthquake Administration, 1999.
- [16] 唐荣昌,韩渭宾. 四川活动断裂与地震. 北京: 地震出版社, 1993.
Tang R C, Han W B. Active Faults and Earthquake in Sichuan Regional (in Chinese). Beijing: Seismological Press, 1993.
- [17] 闻学泽,黄圣睦,江在雄. 甘孜—玉树断裂带的新构造特征与地震危险性估计. 地震地质, 1985, 7(3): 23-34.
Wen X Z, Huang S M, Jiang Z X. Neotectonic features of the Garzê-Yushu fault zone and assessment of its earthquake risk. *Seismology and Geology* (in Chinese), 1985, 7(3): 23-34.
- [18] 彭华,马秀敏,白嘉启等. 甘孜—玉树断裂带第四纪活动特征. 地质力学学报, 2006, 12(3): 295-304.
Peng H, Ma X M, Bai J Q, et al. Characteristics of Quaternary activities of the Garzê-Yushu fault zone. *Journal of Geomechanics* (in Chinese), 2006, 12(3): 295-304.
- [19] Crampin S, Peacock S. A review of shear-wave splitting in the compliant crack-critical anisotropic earth. *Wave Motion*, 2005, 41(1): 59-77.
- [20] Menke W, Brandsdottir B, Jakobsdottir S, et al. Seismic anisotropy in the crust at the mid-Atlantic plate boundary in south-west Iceland. *Geophys. J. Int.*, 1994, 119(3): 783-790.
- [21] Bowman J R, Ando M. Shear-wave splitting in the upper-

- mantle wedge above the Tonga subduction zone. *Geophys. J. Int.*, 1987, 88(1): 25-41.
- [22] Gao Y, Crampin S. Temporal variations of shear-wave splitting in field and laboratory studies in China. *J. Appl. Geophys.*, 2003, 54(3): 279-287.
- [23] 石玉涛, 高原, 赵翠萍等. 汶川地震余震序列的地震各向异性. *地球物理学报*, 2009, 52(2): 398-407.
Shi Y T, Gao Y, Zhao C P, et al. A study of seismic anisotropy of Wenchuan earthquake sequence. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2009, 52(2): 398-407.
- [24] 高原, 郑斯华, 王培德. 海南省东方地区 1992 年小震群剪切波分裂研究. *地球物理学报*, 1996, 39(2): 221-232.
Gao Y, Zheng S H, Wang P D. Shear wave splitting study on small earthquake swarm of 1992 in Dongfang of Hainan, South China. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1996, 39(2): 221-232.
- [25] 高原, 梁维, 丁香等. 云南 2001 年施甸地震的剪切波分裂参数变化特征. *地震学报*, 2004, 26(6): 576-582.
Gao Y, Liang W, Ding X, et al. Variational characteristics of shear-wave splitting on the 2001 Shidian earthquakes in Yunnan, China. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 2004, 26(6): 576-582.
- [26] Niu F L, Li J. Component azimuths of the CEArray stations estimated from P-wave particle motion. *Earthquake Science*, 2011, 24(1): 3-13.
- [27] Silver P G, Chan W W. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation. *J. Geophys. Res.*, 1991, 96(B10): 16429-16545.
- [28] Hudson J A. Wave speeds and attenuation of elastic waves in material containing cracks. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 1981, 64(1): 133-150.
- [29] 庄真, 傅竹武, 吕粹龄等. 青藏高原及邻近地区地壳与上地幔剪切波三维速度结构. *地球物理学报*, 1992, 35(6): 694-709.
Zhuang Z, Fu Z W, Lü Z L, et al. 3-D shear velocity model of crust and upper mantle beneath the Tibetan Plateau and its adjacent regions. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1992, 35(6): 694-709.
- [30] Crampin S. The fracture criticality of crustal rocks. *Geophys. J. Int.*, 1994, 118(2): 428-438.
- [31] 常利军, 丁志峰, 王椿镛. 2010 年玉树 7.1 级地震震源区横波分裂的变化特征. *地球物理学报*, 2010, 53(11): 2613-2619.
Chang L J, Ding Z F, Wang C Y. Variations of shear wave splitting in the 2010 Yushu M_s 7.1 earthquake region. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2010, 53(11): 2613-2619.
- [32] 王琪, 张培震, 牛之俊等. 中国大陆现今地壳运动和构造变形. *中国科学(D)*, 2001, 31(7): 529-536.
Wang Q, Zhang P Z, Niu Z J, et al. Crustal movement and tectonic deformation of continental China. *Science in China (D)* (in Chinese), 2001, 31(7): 529-536.
- [33] 叶正仁, 王健. 中国大陆现今地壳运动的动力学机制. *地球物理学报*, 2004, 47(3): 456-461.
Ye Z R, Wang J. Dynamics of present-day crustal movement in the China mainland. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2004, 47(3): 456-461.
- [34] 许忠淮. 东亚地区现今构造应力图的编制. *地震学报*, 2001, 23(5): 492-501.
Xu Z H. A present-day tectonic stress map for Eastern Asia region. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 2001, 23(5): 492-501.
- [35] 赖院根, 刘启元, 陈九辉等. 首都圈地区横波分裂与地壳应力场特征. *地球物理学报*, 2006, 49(1): 189-196.
Lai Y G, Liu Q Y, Chen J H, et al. Shear wave splitting and the features of the crustal stress field in the Capital circle. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2006, 49(1): 189-196.
- [36] Gao Y, Wu J, Fukao Y, et al. Shear wave splitting in the crust in North China: stress, faults and tectonic implications. *Geophys. J. Int.*, 2011, 187(2): 642-654.
- [37] Avouac J P, Tapponnier P. Kinematic model of active deformation in central Asia. *Geophys. Res. Lett.*, 1993, 20(10): 895-898.
- [38] Gan W J, Zhang P Z, Shen Z K, et al. Present-day crustal motion within the Tibetan Plateau inferred from GPS measurements. *J. Geophys. Res.*, 2007, 112: B08416.

(本文编辑 何 燕)