

张素芳. 青藏高原中部 Quasi-Love 波的识别及其转换点揭示的东西向方位各向异性变化. 地球物理学报, 2009, 52(9): 2255~2263, DOI: 10.3969/j.issn.0001-5733.2009.09.009

Zhang S F. Identification of Quasi-Love waves and its implication of east-westward azimuthal anisotropy gradient in the upper mantle of the central Tibet. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2009, 52(9): 2255~2263, DOI: 10.3969/j.issn.0001-5733.2009.09.009

## 青藏高原中部 Quasi-Love 波的识别及其 转换点揭示的东西向方位各向异性变化

张素芳<sup>1,2</sup>

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

2 中海石油(中国)有限公司深圳分公司, 广州 510240

**摘 要** 目前人们利用 4 种基本的地震波现象研究地震各向异性, 如横波双折射、面波散射、与传播方向有关的走时异常和 PS 转换波震相. 本文利用面波散射产生的 Quasi-Love(QL)波研究青藏高原上地幔顶部的各向异性结构特征. 首先利用中国地震台网昌都(CAD)台记录的地震波形资料识别出产生 QL 波的路径, 并利用合成地震记录和垂直偏振极性分析证实所观测到的为 QL 波, 而不是高阶振型的 Rayleigh 波或其他体波震相; 然后由 Rayleigh 波、Love 波和 QL 波的群速度估算了各向异性结构横向变化的转换点; 不同周期时, 转换点的位置不同, 这种频率依赖性还需要进一步的模拟研究. Love 波向 Rayleigh 波耦合(产生 QL 波)的转换点位置揭示了青藏高原面波方位各向异性变化特征, 并以南北向构造带的东西分段性、上地幔流引起的地球内力诱导岩石形变解释了青藏高原各向异性的东西向差异性.

**关键词** Quasi-Love 波, 青藏高原中部, 各向异性

DOI: 10.3969/j.issn.0001-5733.2009.09.009

中图分类号 P315

收稿日期 2008-07-30, 2009-03-20 收修定稿

### Identification of Quasi-Love waves and its implication of east-westward azimuthal anisotropy gradient in the upper mantle of the central Tibet

ZHANG Su-Fang<sup>1,2</sup>

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

2 CNOOC Ltd. Shenzhen, Guangzhou 510240, China

**Abstract** Seismic anisotropy can be studied by four basic seismic wave behaviors, e. g., direction-dependent travel time anomalies, shear-wave birefringence, surface-wave scattering, and direction-dependent conversion of compressional waves to shear waves. In this paper, Quasi-Love (QL) waves, generated by surface wave scattering, are utilized to determine the variation of uppermost mantle anisotropy of Tibet plateau. Firstly, QL waves are identified from the seismograms of the selected paths recorded by the CAD station. The observed QL waves are confirmed by distinguishing QL waves from higher mode Rayleigh waves or other body waves, which are absent in synthetic seismograms. Furthermore, the location of azimuthal anisotropy gradient is estimated from the group velocities of Rayleigh wave, Love wave and QL wave. Finally, the characteristic of azimuthal anisotropy of upper mantle in Tibet plateau is

**基金项目** 国家自然科学基金项目(40474034, 40721003)资助.

**作者简介** 张素芳, 1981 年生, 博士研究生, 2006 年于中国地质大学(武汉)地球物理与空间信息学院获硕士学位, 主要从事地震面波特性分析和青藏高原岩石圈结构的研究. E-mail: z\_sufang@yahoo.com

summarized. The reason of the existence of azimuthal anisotropy gradient can be explained by east-west variation of tectonics. Also the other reason is the force from the upper mantle flow which has led to voluminous rock deformation.

**Keywords** Quasi-Love wave, Central Tibet Plateau, Anisotropy

## 1 引言

受地球旋转科利奥利力(Coriolis force)、椭圆率、横向非均匀性或方位各向异性的影响,面波传播时的散射作用会使得 Love 波与 Rayleigh 波的振型相互耦合<sup>[1]</sup>.当 Love 波在散射作用下与 Rayleigh 波耦合时,便产生具有偏振异常的 Love 波,称之为 Quasi-Love(QL)波.由于面波振型间产生耦合的 4 种因素中,地球旋转的科利奥利力和椭圆率的耦合效应在频率大于 4.2 mHz 时可以忽略<sup>[2]</sup>;另外,通过对具有均匀介质背景的三维异常体的数值模拟结果发现, Rayleigh 波与 Love 波的耦合程度较弱,由此表明各向同性横向非均匀性对面波的偏振异常有影响,但还不是足够强烈<sup>[3]</sup>;因此,我们推断 QL 波可能是一种对介质各向异性敏感的地震震相,且在地震各向异性结构横向变化处最容易产生 QL 波.在地震记录的垂直分量和径向分量上,QL 波总是与 Love 波有相同的到时或略滞后于 Love 波.相关研究表明,在长周期(50~100 s)内 QL 波不易受其他震相干扰,易于从地震记录中拾取到<sup>[4]</sup>.

Crampin<sup>[5]</sup>指出,在具有任意定向对称轴的各向异性介质中,将不能观测到纯 Rayleigh 波和 Love 波信号,取而代之的是振型耦合作用下的偏振异常面波,如椭圆极化的 QL 波. Park 和 Yu<sup>[6,7]</sup>对 QL 波的产生机制进行了研究,通过对横向非均匀或方位各向异性模型的自由振荡(周期大于 67 s)数值模拟发现,常规尺度的横向非均匀性(横向波速变化量为 5%左右)不能产生 QL 波,而方位各向异性百分之几的横向变化就能产生显著的 QL 波. Oda 和 Onishi<sup>[8]</sup>对不同各向异性模型的合成地震记录结果进行分析,提出在 100~300 km 深度内的各向异性变化能产生长周期(>70 s)QL 波.迄今为止,QL 波已成功运用到夏威夷、汤加—克马德克近海、日本千岛、马里亚纳—伊豆—小笠原俯冲带<sup>[9]</sup>、阿留申群岛<sup>[10]</sup>、藏南会聚区的唐古拉山<sup>[11]</sup>、亚平宁山北部<sup>[12]</sup>等存在地幔各向异性变化梯度带地区的研究中.为了解青藏高原不同块体壳幔的相互作用, Yu<sup>[11]</sup>从近南北向穿过青藏高原的地震波传播路径上观测

到了 QL 波.现有研究<sup>[13~17]</sup>表明,青藏高原各块体内部尚存在明显的横向非均匀性,那么青藏高原地幔的各向异性是否也存在变化?在大陆区域内,横波分裂参数与区域构造的相关性在短距离内会发生很大的变化,因而不能准确地给出各向异性特征参数.面波层析成像方法获得的各向异性参数也很难与大地构造相联系.然而,面波散射对各向异性的横向变化很敏感,能提供方位各向异性的区域性信息.为此,本文利用近东西向穿过羌塘地块与拉萨地块的波路径来观测 QL 波,并利用面波(Love 波、QL 波和 Rayleigh 波)的群速度来估算各向异性变化的位置,即确定由 Love 波与 Rayleigh 波耦合所产生的 QL 波的转换点.

## 2 青藏高原中部 QL 波的观测

### 2.1 资料

本文观测资料选自国家数字台网 CAD 台站记录的地震波形.在地震事件选取过程中,考虑到:(1)震中距过长则不能判断各向异性的变化是发生在研究区内还是研究区外传播路径的下方;(2)震中距过短时 Rayleigh 波与 Love 波几乎同时到达,不能观测到两者之间可能会出现震相.结合台站以及地震事件分布,本项研究所选用的事件被限制到青藏高原的西部区域,其经纬度范围约为 78°E~85°E 和 20°N~37°N.本文的研究区域与选用的地震事件的震中分布见图 1,地震事件参数见表 1.

### 2.2 各路径上 QL 波的辨识:地震图合成

将地震记录进行仪器响应校正、三分量地震资料方位旋转和带通滤波(0.01~0.1 Hz)等预处理.从波形记录中(见图 2)可以容易地分辨出地震事件 20050825、20050408 和 20051031 传播路径上的 QL 波(相关参数见表 1).为了确认所识别波形是 QL 波,利用振型叠加(mode summation)的正演方法模拟水平层状模型的合成地震记录,并将其垂直分量与观测波形相比较.若合成地震记录的垂直分量在识别的 QL 波的时间窗内无波形,则表示实际观测地震记录的异常波形不是其他体波震相(如 SS 波、SnSn 波)或高阶 Rayleigh 波,而是在 Love 波后和

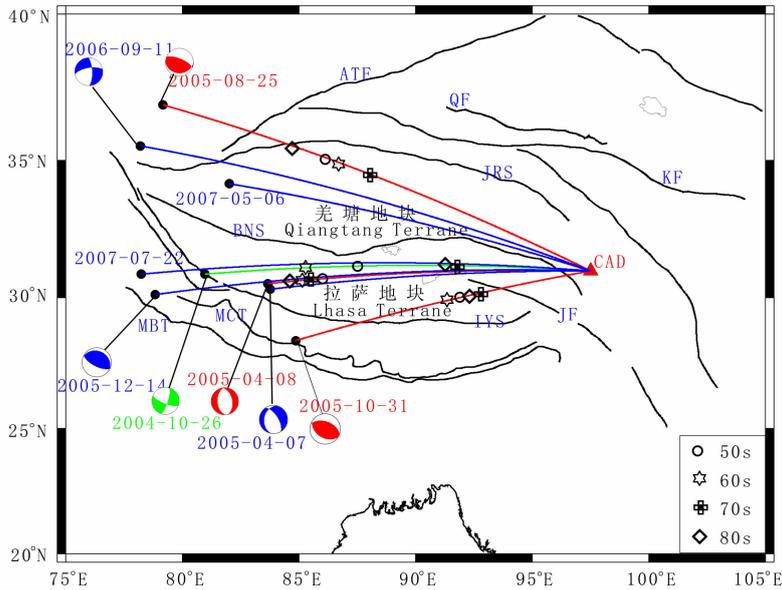


图 1 研究用地震事件的震中(黑点所示)分布及所用地震事件的震源机制解(其中地震事件 20070506 和 20070722 的震源机制解未知)

Fig. 1 An overview map of the distribution of epicenters and source mechanism solutions for all the events used in this work, except for the event 20070506 and 20070722

表 1 各地震事件参数及 QL 波的观测情况

Table 1 Hypocentral parameters of events used in this work from the CMT catalog and the observation of QL waves

事件	纬度(°)	经度(°)	深度(km)	震级	震中距(°)	后方位角(°)	方位角(°)	QL 波观测情况*
20051031	28.39	84.86	10	4.9	11	99.65	74.04	+
20050407	30.32	83.76	10	5.1	11	88.72	84.23	-
20050408	30.53	83.67	10	5.1	11	88.93	83.99	+
20051214	30.12	78.83	34.2	5.3	15	87.42	83.25	-
20041026	30.88	80.97	12	6	14	85.98	85.58	?
20070722	30.88	78.24	19	5.1	16	85.22	84.87	-
20070506	34.17	82.02	13	5	13	72.32	99.35	-
20060911	35.51	78.2	14	5.5	16	69.29	100.09	-
20050825	36.94	79.17	17	5.5	16	63.79	105.94	+

\* + 表示在地震记录的垂直分量上观测到 QL 波; ? 不能确认识别的异常震相是否是 QL 波, 还需利用合成地震记录来比较确认; - 表示未能观测到 QL 波。

Rayleigh 波前到达的 QL 波. 以地震事件 20051031 为例, 图 3 为该事件的切向分量、垂直分量记录以及振型叠加法合成的垂直分量记录, 由此可见在识别的 QL 波的时间窗内, 合成记录的垂直分量上并无高阶 Rayleigh 波或其他横波反射震相出现, 因此可以肯定该路径上观测到的是 QL 波。

而地震事件 20060911、20070506、20070722、20051214 和 20050407 的传播路径上未观测到 QL 波(表 1)。另外, 地震事件 20041026 的传播路径上不能确定观测到的是 QL 波还是高阶 Rayleigh 波(表 1), 本文将采用振型叠加法对地震记录合成予

以判别. 如图 4 所示, 在合成记录的垂直分量 QL 波的时间窗内也未出现任何震相的波形. 此外, 使用双偶震距震源合成也不能产生高阶 Rayleigh 波, 因此认为地震事件 20041026 的传播路径上观测到的异常波形是 QL 波。

有两种因素会导致不能观测到 QL 波:(1)传播的大圆路径上多处存在各向异性的变化, 并且互相干扰而使得难以观测到 QL 波;(2)由于上地幔的 Q 值较低, 复杂的地下结构会产生强的高阶 Rayleigh 波, 因而较难观测到 QL 波. 一般而言, 前者是主要因素, 但还需要通过正演模拟的方法来检验. 从面波

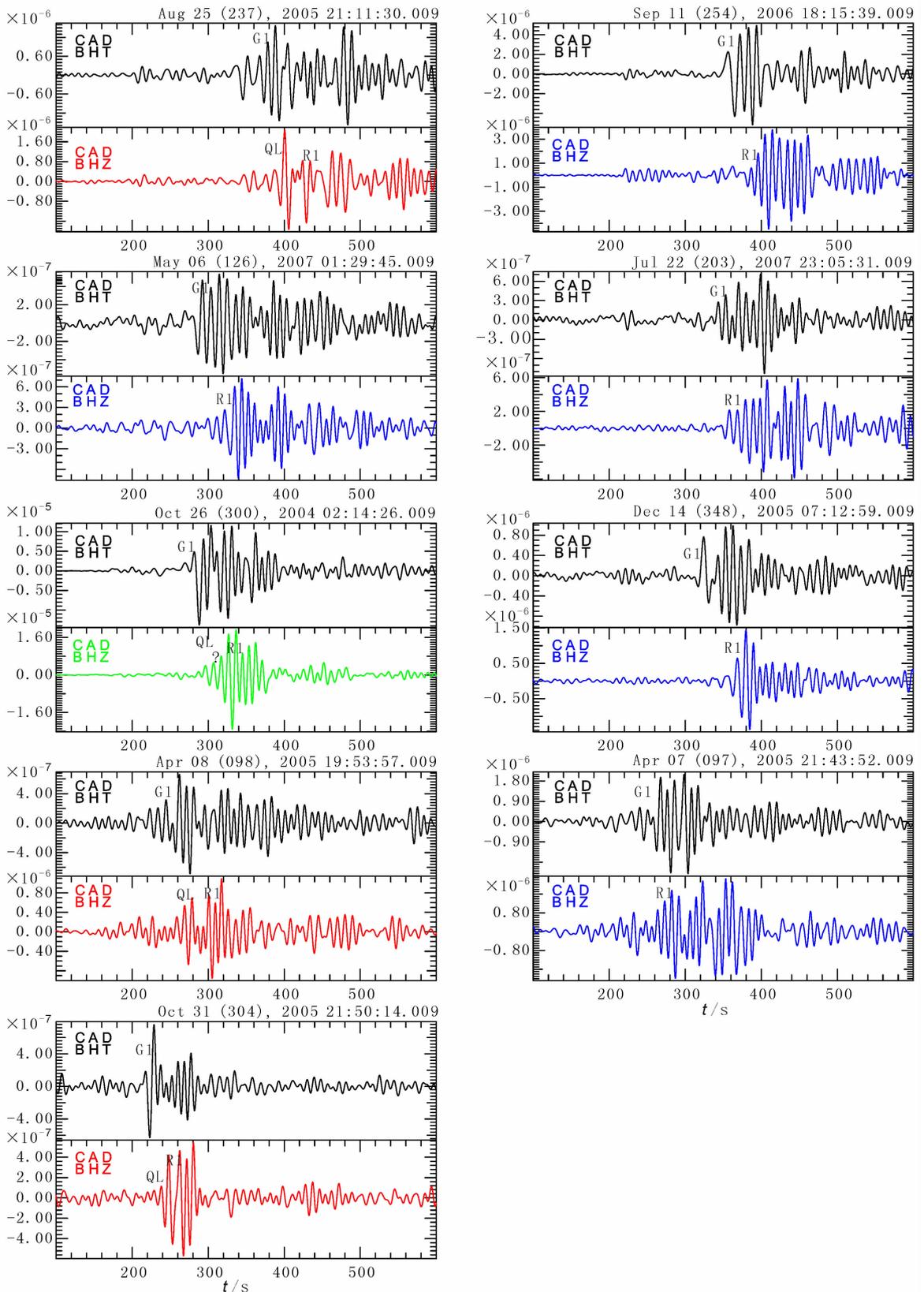


图 2 观测的波形经过仪器响应校正、三分量地震资料方位旋转和带通滤波预处理后的切向分量与垂直分量(单位: m/s)

红线表示能观测到的路径,绿线表示不确定的路径,蓝线表示无 quasi-Love 波的路径.

Fig. 2 Transverse and vertical component record for all nine events at CAD station.

Seismograms are removed instrument response, rotated and band-pass filtered at 0.01 Hz and 0.1 Hz.

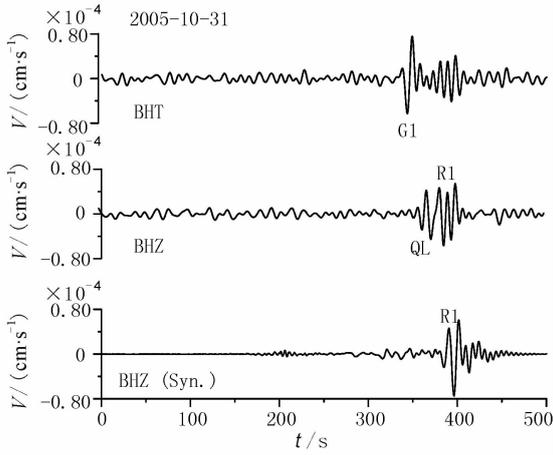


图3 所示记录依次为地震事件 20051031 观测到的切向分量(BHT)、垂直分量(BHZ)和振型叠加法合成的垂直分量记录(BHZ(Syn.))

Fig. 3 Observed transverse and vertical component and synthetic seismograms of the vertical component using modal summation method for the event 20051031

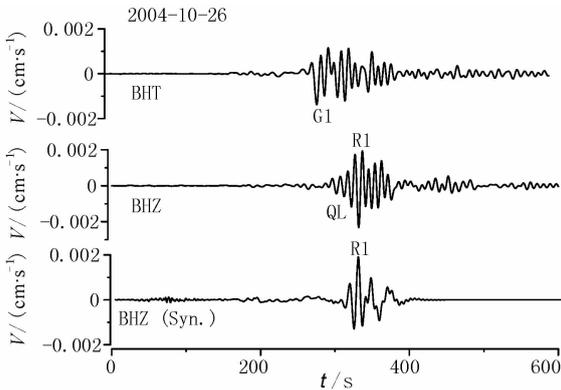


图4 所示记录依次为地震事件 20041026 观测到的切向分量(BHT)、垂直分量(BHZ)和振型叠加法合成的垂直分量记录(BHZ(Syn.))

Fig. 4 Observed transverse and vertical component and synthetic seismograms of the vertical component using modal summation method for the event 20041026

频散反演的周期为 63s 的方位各向异性图<sup>[18]</sup>中可以看到,青藏高原羌塘地块存在东西向方位各向异性强度和方向的变化,这说明羌塘地块内应该能产生 QL 波,而在地震事件 20060911 和 20070506 传播的路径上却未能观测到 QL 波,这可能是因为在多处各向异性变化从而干扰了 QL 波。

通常,在震源机制解的节面方位与地质构造线的方向一致时,Rayleigh 波的振幅较弱,此时观测 QL 波对研究各向异性最为有利。QL 波的观测对震源机制解并无限制,如本文研究中能观测到 QL 波的地震事件有正断层型、逆断层型和走滑断层型(见

图 1),也可以说 QL 波对震源机制缺乏分辨能力。

### 2.3 QL 波的辨识:垂直偏振特性

QL 波的各向异性参数可以用垂向分量与切向分量的位移比表示<sup>[19]</sup>,其数学表达式为:

$$\epsilon = E_1 \cos 2\theta + E_2 \sin 2\theta + E_3 \cos 4\theta + E_4 \sin 4\theta, \quad (1)$$

其中

$$E_i = \frac{U(H)}{W(H)} \frac{\int_{-\infty}^H M_i dz}{\int_{-\infty}^H (R_0 - L_0) dz}, \quad (2)$$

$U(H)$  为 Rayleigh 波垂直方向特征函数, $W(H)$  为 Love 波的特征函数。 $M_i (i=0\sim 4)$  是 Rayleigh 波与 Love 波的耦合系数, $R_0$  是 Rayleigh 波的方位角参数之一, $L_0$  是 Love 波的方位角参数之一(表达式见附录)。由于 QL 波的各向异性参数  $\epsilon$  不含各向同性参数  $E_0$ ,因此  $\epsilon$  可取任意值,即方位角  $\theta$  变换区间为  $0^\circ\sim 360^\circ$ 。另外,各向异性参数  $\epsilon$  可为正数或负数,由此可知,QL 波的垂直偏振有顺时针运动或逆时针运动的可能,不同于 Rayleigh 波的逆进椭圆运动方式。

图 5 是研究中观测到的 QL 波的粒子运动轨迹,实际的 QL 波不仅存在顺时针方向垂直偏振运动,还存在逆时针方向的垂直偏振运动。这进一步说明了对研究区 QL 波的辨识是正确的。

## 3 青藏高原 QL 波转换点特征

通过对传播路径上 QL 波的观测我们发现,在青藏高原的羌塘地块和拉萨地块都存在方位各向异性的变化,但发生变化的具体位置也是本研究需要进一步解决的问题。若假定 Love 波向 Rayleigh 波的转换是突变的,我们可以认为地震方位各向异性变化位置是大圆路径上的一个点。由于 QL 波在 Love-Rayleigh 转换点后以 Rayleigh 波的群速度传播,则震中距为  $\Delta$  时,QL 波的视走时可表示为:  $\frac{\Delta}{U_{ql}}$   $= \frac{\Delta - \delta\Delta}{U_L} + \frac{\delta\Delta}{U_R}$ ,其中  $\delta\Delta$  是 Love-Rayleigh 转换点到台站的距离,当  $\Delta = \delta\Delta$  时, $U_{ql} = U_R$ ;当  $\delta\Delta$  接近于 0 时, $U_{ql} = U_L$ 。

依上所述,Love-Rayleigh 转换点到台站的距离  $\delta\Delta$  可近似地表示为<sup>[20]</sup>

$$\delta\Delta = \frac{U_{ql}^{-1} - U_L^{-1}}{U_R^{-1} - U_L^{-1}} \Delta, \quad (3)$$

其中, $U_L$ ,  $U_R$  分别为 Love 波、Rayleigh 波的群速度, $U_{ql}$  是 QL 波的视群速度, $\Delta$  为震中距。三种群速

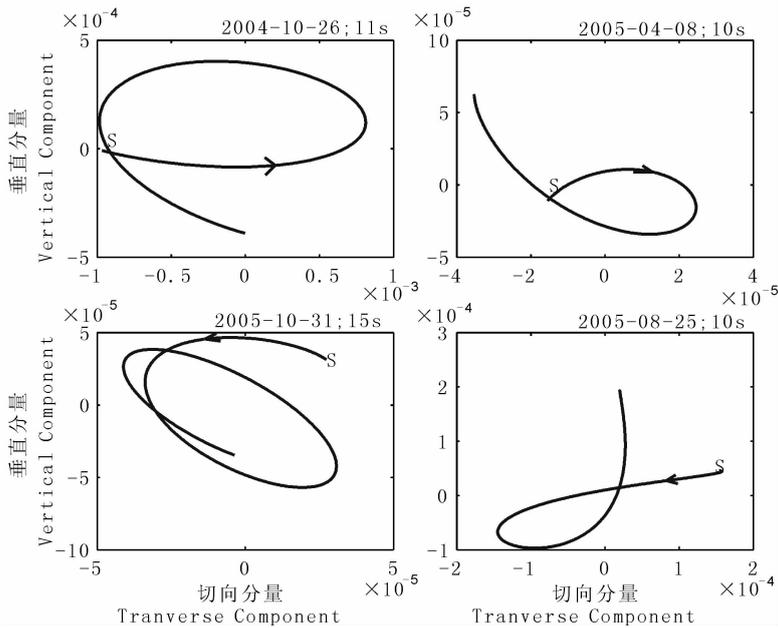


图 5 垂直偏振 QL 波的粒子运动轨迹

Fig. 5 Partical motion of QL waves with vertical polarization

度可用多重滤波方法<sup>[21]</sup>测得,  $U_L$  由切向分量的频散分析获得;  $U_R$  和  $U_{QL}$  则由垂直分量的频散分析获得, 此过程需要设置合适的高斯滤波因子分离 QL 波和 Rayleigh 波的频散曲线. 图 6 为事件 20050408 到 CAD 台路径的频散曲线. 本文利用式(3)估算了四个周期(50 s, 60 s, 70 s 和 80 s)内各向异性变化带(Rayleigh-Love coupling 转换带)的位置, 如图 1 所示. 对每条路径而言, 不同周期所获得的转换点位置并不重合, 目前还无法解释 QL 波产生的位置与频率的相关性, 还需进行地震波模拟的理论研究. 本文作为 QL 波检测各向异性变化位置研究的初次尝试, 依据转换点的位置, 推测研究区南部东西向各向异性转换带约在经度  $85^\circ\text{E}$  冈底斯山以北, 及念青唐古拉山的西北和西南边界处, 研究区北部的转换带则位于经度  $85^\circ\text{E}$  金沙江断裂附近.

#### 4 青藏高原中部 QL 波转换点揭示的地幔各向异性东西向差异性

青藏高原方位各向异性研究的结果主要来自横波分裂分析、面波频散反演和 Pn 波走时的层析成像方法等. 横波分裂的结果<sup>[22~24]</sup>表明: 从雅鲁藏布江往北, 经唐古拉山口南、唐古拉山口北至昆仑山口, 各向异性的偏振方向发生 NNE-NE-NEE-EW 方向的变化. 在面波频散反演不同周期的方位各向

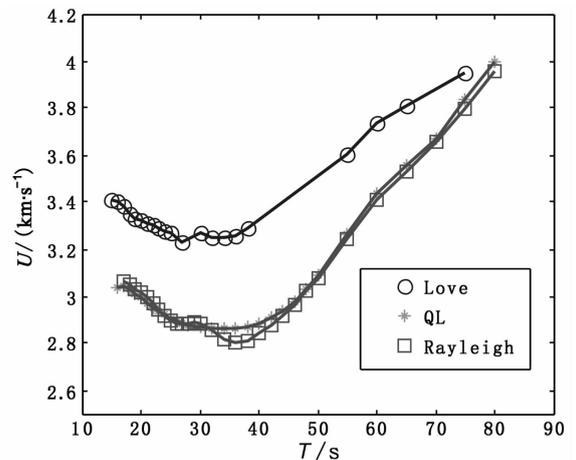


图 6 事件 20050408 到 CAD 台路径上, Love 波、QL 波和 Rayleigh 波的频散曲线

Fig. 6 Dispersion curve of Love, QL and Rayleigh wave for the event 20050408

异性图<sup>[18]</sup>中可以看到, 青藏高原拉萨与羌塘地块存在东西向方位各向异性强度和方向的变化. 同样, Pn 波速度各向异性变化的图像<sup>[25]</sup>上也可以观察到青藏高原东西向的各向异性变化.

长周期内面波散射表现出的由 Love 波向 Rayleigh 波转换的运动表明, 在  $100\sim 300\text{ km}$  深度处存在各向异性的横向变化<sup>[8, 9]</sup>. QL 波的研究已经用于解释板块边界的地幔应力和其他地球动力学特征. 如: (1) 在几个太平洋俯冲带(汤加—克马德克、千岛群岛和阿留申群岛中部)近海洋一侧的区域, 能观测到 QL 波存在各向异性梯度的证据<sup>[9, 10]</sup>, 这种

各向异性的变化是由俯冲地盾软流圈的扩张或平行海沟的地幔流引起的. QL 波的振幅与板块构造活动的关系可以概况为:在弧后扩张和岛弧后退移动(rollback)程度大的区域(如汤加-克马德克)能观测到大振幅的 QL 波. 反之,弧后活动不明显的区域(如俄罗斯勘察加半岛)则 QL 波的振幅小. (2)夏威夷观测到的 QL 波被认为是由地幔流的环形梯度(bow shock gradient)产生的. 面波层析成像结果显示在夏威夷热点附近存在较宽的具有垂直对称轴各向异性带和强的方位各向异性变化,这与浅层地幔流的扰动引起的面波散射研究结果一致. (3)由青藏高原南北向的波传播路径上 QL 波的观测表明<sup>[11]</sup>,藏南边缘的唐古拉山下的地幔能产生 QL 波,此区域位于汇聚型板块边界. 基于横波分裂研究结果,各向异性建模的方法表明该区地幔散射程度弱,因此,该区的横波分裂现象与地表构造和浅层(深度小于 100 km)岩石圈应力相关. 而面波散射(即 QL 波的产生)的研究表明,在青藏高原南部边缘下,还存在深层岩石圈各向异性变化,这可能是因为受到南部的印度次大陆的碰撞产生的纯剪切力作用引起的.

Yu<sup>[11]</sup>利用加州北部震中距约为 100°的地震事件对青藏高原的 QL 波进行了观测,他指出在青藏高原东南部的地震台站能观测到 QL 波,而东北部、西南部台站记录的波形中却缺失 QL 波. 通过建立不同各向异性模型的数值模拟结果发现,模拟的 QL 波形与实际观测的 QL 波形部分路径不吻合,其原因有以下三种可能:(1)存在 P 波各向异性;(2)S 波各向异性的水平对称轴方向不一致;(3)存在东西向强烈的各向异性变化. 本文结果表明东西向存在强各向异性的变化,这可能是导致 QL 波形模拟与观测不符的原因.

结合已有的研究,我们认为青藏高原南北向方位各向异性变化带主要位于唐古拉山,东西向各向异性转换带位于经度 85°E 冈底斯山以北,以及经度 85°E 金沙江断裂附近.

青藏高原内存在南北向地幔各向异性变化的主要因素有:(1)震源机制解的研究<sup>[26]</sup>指出上地幔盖层的变形在藏南以脆性变形为主,而在藏北或其他地方仍可能以塑性变形为主;(2)上地幔塑性流动变形的方向由南到北呈顺时针旋转,各向异性的变化可能是藏南的流动变形强度小于藏北的,或藏南的各向异性层厚度比藏北的薄.(3)藏北低 Pn 波速、缺失 Sn 波、广泛发育新生代火山岩的地质特点和

现代岩浆作用仍在进行等,这些事实说明藏北莫霍面下存在较热的岩石圈地幔和部分熔融作用,从而强化了各向异性<sup>[27]</sup>.

青藏高原内存在东西向地幔各向异性变化的因素可从以下几个方面解释:(1)深部结构的变化——藏南莫霍面“西浅东深”的起伏变化;泊松比结构呈现中段介质泊松比略低于东西两段的“分块”特征<sup>[14]</sup>,藏北下地壳内剖面东段介质比剖面西段的剪性强<sup>[13]</sup>;(2)构造应力方向由西向东发生近南北-近东西向的变化<sup>[28]</sup>;(3)远震 SS 与 S 波走时差的研究表明藏西北(以 87°E 为界)地幔速度要比东部快<sup>[29]</sup>;(4)青藏高原不仅存在大型的东西向构造,还存在两条重要的南北向或近南北向构造和一些小型的南北向构造<sup>[30]</sup>. 西侧的南北向构造沿 84°E~85°E 延伸,东侧的近南北向构造位于 92°E~94°E 之间,它们将青藏高原划分为西、中、东三个有各自构造特点的部分,这种东西分段现象在 120 km 深度上可以在地震层析的结果上清晰地看到,甚至可以一直延续到 360~410 km 的上地幔范围内;(5)印度次大陆北向俯冲,导致青藏高原上地幔发生流动形变. 由于在青藏高原碰撞作用的过程复杂,可能导致东西向发生不同程度的变形而产生各向异性的横向变化.

## 5 结 论

通过对青藏高原中部 QL 波的识别及其转换点特征的分析,可以得到以下认识:

(1)在青藏高原中部,东西向传播路径的地震记录中能拾取到 QL 波. 本项研究所识别到的 QL 波不仅存在顺时针方向垂直偏振运动,还存在逆时针方向的垂直偏振运动. 能观测到 QL 波的地震事件有正断层型、逆断层型和走滑断层型,说明 QL 波对震源机制缺乏分辨能力.

(2)在假定 Love 波向 Rayleigh 波的转换是突变的前提下,QL 波的转换点(即地震方位各向异性变换的位置)位置是随频率变化的;转换点位置的分布表明研究区南部东西向各向异性转换带约在经度 85°E 冈底斯山以北,以及念青唐古拉山的西北和西南边界处,研究区北部的转换带则位于经度 85°E 金沙江断裂附近. 青藏高原中部东西向各向异性差异的存在是与该区构造带和上地幔流动形变的的东西向差异密切相关的.

利用 QL 波研究上地幔方位各向异性变化的位

置不仅需要进一步的理论研究,如通过模拟方法提出能产生 QL 波形的各向异性模型,还需要利用更多大震中距的地震数据进行实际观测和分析。

**致 谢** 本文完成过程中多次受到中国科学院地质与地球物理研究所张中杰研究员、意大利 Trieste 大学 Fabio Romanelli 博士给予的指导,在此一并表示衷心的感谢!

## 附 录

Rayleigh 波与 Love 波的耦合系数  $M_i$  ( $i=0\sim 4$ ) 及第一个方位角参数项  $L_0$ 、 $R_0$  的表达式

$$M_0 = 0$$

$$M_1 = (C_{xxxx} + C_{yyyy})k^2WV/2 - C_{zzxy}kU'W + C_{xzzy}W'(V' + kU);$$

$$M_2 = (-C_{xxxx} + C_{yyyy})k^2WV/4 + (C_{xxzz} - C_{yyzz})kU'W/2 + (-C_{xzyz} + C_{yzzy})W'(V' + kU)/2;$$

$$M_3 = (C_{xxxy} - C_{yyxy})k^2WV/2;$$

$$M_4 = [-(C_{xxxx} + C_{yyyy})/8 + C_{xxyy}/4 + C_{xyxy}/2]k^2WV;$$

$$L_0 = [(C_{xxxx} + C_{yyyy})/8 - C_{xxyy}/4 + C_{xyxy}/2]k^2W^2 + (C_{xzsz} + C_{yzzy})W'^2/2;$$

$$R_0 = [3(C_{xxxx} + C_{yyyy})/8 + C_{xxyy}/4 + C_{xyxy}/2]k^2V^2 - (C_{xxzz} + C_{yyzz})kU'V + C_{zzzz}U'^2 + (C_{xzsz} + C_{yzzy})(V' + kU)^2/2.$$

其中,  $C$  是弹性系数张量,  $k$  是波数,  $U$  和  $V$  分别为 Rayleigh 波垂直方向和水平方向特征函数,  $W$  为 Love 波的特征函数;  $U'$ 、 $V'$  和  $W'$  分别为  $U$ 、 $V$ 、 $W$  对深度的导数。

## 参考文献 (References)

- [1] Woodhouse J H, Dahlen F A. The effect of a general aspherical perturbation on the free oscillations of the Earth. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 1978, **53**:335~354
- [2] Park J. Synthetic seismograms from coupled free oscillations: effects of lateral structure and rotation. *J. Geophys. Res.*, 1986, **91**: 6441~6464
- [3] 张素芳, 张 智. 均匀介质背景中三维异常体的面波波场响应及其动力学特征分析. 地球物理学报, 2008, **51**(4):1180~1187
- Zhang S F, Zhang Z. Surface wavefield and dynamic analysis for three-dimensional abnormal structures with homogenous background velocity model. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2008, **51**(4):1180~1187
- [4] Levin V, Park J, Margheriti L, et al. Structure and texture of the upper mantle beneath Northern Apennines: evidence from quasi-Love waves. *Geophysical Research Abstracts*,

- 2006, **8**, 1607-7962/gra/EGU06-A-05413
- [5] Crampin S. Distinctive particle motion of surface waves as a diagnostic of anisotropic layering. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 1975, **40**:177~186
- [6] Park J, Yu Y. Anisotropy and coupled free oscillations: simplified models and surface wave observations. *Geophys. J. Int.*, 1992, **110**:401~420
- [7] Yu Y, Park J. Upper mantle anisotropy and coupled-mode long-period surface waves. *Geophys. J. Int.*, 1993, **114**:473~489
- [8] Oda H, Onishi S. The effect of regional variation of lattice preferred orientation on surface waveforms. *Geophys. J. Int.*, 2001, **144**:247~258
- [9] Yu Y, Park J. Hunting for azimuthal anisotropy beneath the Pacific Ocean region. *Journal of Geophysical Research*, 1994, **99**:15399~15421
- [10] Kobayashi R. Polarization anomalies of Love waves observed in and around Japan. *Earth Planets Space*, 2002, **54**:357~365
- [11] Yu Y, Park J, Wu Francis. Mantle anisotropy beneath the Tibetan Plateau: evidence from long-period surface waves. *Physics of Earth and Planetary Interiors*, 1995, **87**:231~246
- [12] Levin V, Park J, Lucente F P, et al. End of subduction in northern Apennines confirmed by observations of quasi-Love waves from the great 2004 Sumatra-Andaman earthquake. *Geophysical Research Letters*, 2007, **34**, doi: 10. 1029/2006GL028860
- [13] Zhang Z J, Li Y K, Wang G J, et al. East-west crustal structure and "down-bowing" Moho under the northern Tibet revealed by wide-angle seismic profile. *Science in China (Series D)*, 2002, **45**(6):550~558
- [14] Zhang Z J, Teng J W, Li Y K, et al. Crustal structure of seismic velocity in southern Tibet and east-westward escape of the crustal material. *Science in China (Series D)*, 2004, **47**(6):500~506
- [15] Zhang Z J, Klemperer S. West-east variation in crustal thickness in northern Lhasa block, central Tibet, from deep seismic sounding data. *J. Geophys. Res.*, 2005, **110**, B09403, doi:10.1029/2004JB003139
- [16] 吴庆举, 曾融生, 赵文津. 喜马拉雅—青藏高原的上地幔倾斜构造与陆—陆碰撞过程. 中国科学, 2004, **34**(10):910~925
- Wu Q J, Zeng R S, Zhao W J. Oblique tectonic and continental-continental collision in the upper mantle of Himalaya-Tibet plateau. *Science in China (Series D)* (in Chinese), 2004, **34**(10):910~925
- [17] 吴庆举, 曾融生. 用宽频带接收函数研究青藏高原的地壳结构. 地球物理学报, 1998, **41**(5):669~679
- Wu Q J, Zeng R S. The crustal structure of Qinghai-Xizang Plateau inferred from broadband teleseismic waveform. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1998, **41**(5):669~679
- [18] Huang Z X, Peng Y, Luo Y, et al. Azimuthal anisotropy of Rayleigh waves in East Asia. *Geophysical Research Letters*, 2004, **31**, doi:10.1029/2004GL020399

- [19] Tanimoto T. The azimuthal dependence of surface wave polarization in a slightly anisotropic medium. *Geophys. J. Int.*, 2004, **156**:73~78
- [20] Kobayashi R, Nakanishi I. Location of Love-to-Rayleigh conversion due to lateral heterogeneity or azimuthal anisotropy in the upper mantle. *Geophysical Research Letters*, 1998, **25**(7):1067~1070
- [21] Herrmann R B, Ammon C J. Computer programs in seismology—surface waves, receiver functions and crustal structure. 2002, <http://www.eas.slu.edu/People/RBHerrmann/index.html>
- [22] McNamara D E, Owens T J, Silver P G, et al. Shear wave anisotropy beneath the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 1994, **99**:13655~13665
- [23] Liu K, Zhang Z J, Hu J F. Frequency band-dependence of S-wave splitting in China mainland and its implications. *Science in China (Series D)*, 2001, **44**(7):659~665
- [24] 姜 枚, 许志琴, Hirn A 等. 青藏高原及其邻区地震各向异性和上地幔特征. *地球学报*, 2001, **22**(2):111~116  
Jiang M, Xu Z Q, Hirn A, et al. Teleseismic anisotropy and corresponding features of the upper mantle in Tibet Plateau and its neighboring areas. *Acta Geoscientia Sinica* (in Chinese), 2001, **22**(2):111~116
- [25] Pei S P, Zhao J, Sun Y, et al. Upper mantle seismic velocities and anisotropy in China determined through Pn and Sn tomography. *J. Geophys. Res.*, 2007, **112**, doi:10.1029/2006JB004409
- [26] 吕庆田, 姜 枚, 马开义等. 由震源机制和地震波各向异性探讨青藏高原岩石圈变形. *地质论评*, 1997, **43**(4):337~346  
Lü Q T, Jiang M, Ma K Y, et al. The deformation characteres of Qinghai-Xizang lithosphere: implication from earthquake mechanism and seismic anisotropy. *Geological Review* (in Chinese), 1997, **43**(4):337~346
- [27] 杨晓松, 金振民, 马 瑾等. 青藏高原北部异常 SKS 分裂成因的初步探讨——被熔体强化的岩石圈各向异性. *地球物理学报*, 2002, **45**(6):821~831  
Yang X S, Jin Z M, Ma J, et al. Genesis of SKS splitting in the north-central Qinghai-Xizang Plateau: melt alignment enhanced lithosphere anisotropy. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2002, **45**(6):821~831
- [28] Zhang P Z, Shen Z K, Wang M, et al. Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data. *Geology*, 2004, **32**(9):809~812
- [29] Dricker I G, Roecker S W. Lateral heterogeneity in the upper mantle beneath the Tibetan plateau and its surroundings from SS-S travel time residuals. *J. Geophys. Res.*, 2002, **107**, 2305, doi:10.1029/2001JB000797
- [30] 张 进, 马宗晋. 西藏高原西、中、东的分段性及其意义. *地质学报*, 2004, **78**(2):218~228  
Zhang J, Ma Z J. East-west segmentation of the Tibetan Plateau and its implication. *Acta Geologica Sinica* (in Chinese), 2004, **78**(2):218~228

(本文编辑 胡素芳)