

青藏高原及邻区的 Rayleigh 面波的方位各向异性

苏伟^①, 王椿镛^{①*}, 黄忠贤^②

① 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081;

② 中国地震局地壳应力研究所, 北京 100085

* 联系人, E-mail: wangcy@cea-igp.ac.cn

收稿日期: 2007-10-16; 接受日期: 2008-04-21

国家自然科学基金(批准号: 40334041)、科技部重点国际合作项目(批准号: 2003DF 000011)和地震科学联合基金(批准号: 104060)资助

摘要 用 Rayleigh 波层析成像研究青藏高原地壳上地幔方位各向异性. 收集了包括近年来在云南和川西藏东地区布设的流动台网在内的青藏高原及周边地区宽频带地震台站的记录, 使得大部分地区有理想的射线覆盖, 因此反演结果获得较高的分辨率. 模型分辨率的测试表明, 大于 400 km 范围内的各向异性特征以及大于 2% 的各向异性强度是可靠的. 青藏高原内部的方位各向异性具有与大地构造相似的分区特征. 高原东部大部分地区地壳各向异性强度大于 2%, 且表现为环绕喜马拉雅东构造结的顺时针旋转. 在垂直方向上, 高原内部的上地壳、下地壳和岩石圈地幔的各向异性方向基本一致, 也与 GPS 所观测到的速度场和 SKS 快波方向基本一致, 揭示高原下方的岩石圈变形是垂直连贯变形. 在高原外部的云南地区, 地壳和上地幔岩石圈方位各向异性的强度均小于 2%, 因此 SKS 波从核幔边界至台站间产生的分裂应主要归因于软流圈.

关键词

青藏高原

方位各向异性

Rayleigh 面波层析成像

垂直连贯变形

青藏高原是印度洋板块与欧亚板块碰撞的产物. 自 20 世纪 70 年代以来, 地球科学家们根据不同的青藏高原隆升和变形机制对印度洋板块和欧亚板块的碰撞提出了多个板块碰撞模式, 例如“挤出说”或“逃逸说”的运动学模式^[1]和“连续变形”的动力学模式^[2]. 深部地球物理观测是评价这些模式正确与否的主要证据之一. 利用高原及其周边地区的宽频带地震资料对碰撞模式的检验必将加深对板块碰撞过程的理解. 其中, 地震各向异性的研究在推断大陆的深部结构和演化的含义以及大陆下方的地幔变形方面提供了许多新证据, 因而近年来越来越受到关注^[3,4]. 地幔的各向异性被认为是由于地幔物质形变导致橄榄岩中晶格的优势趋向所引起的, 而板块运动则在很大程度上决定了地幔各向异性的大小和方向. 因而地幔各向异性被认为是地幔动力学的重要参数. 近

年来, 全球各地的宽频带地震台站数量大幅度地增加, 这些丰富的观测资料有助于深入探讨地壳形变与上地幔形变之间的关系以及大陆岩石圈流变性质.

20 世纪 80 年代以来, 国内外许多地震学家利用地震体波资料和面波资料研究青藏高原的地壳上地幔结构^[5-18], 并利用远震 SKS 波分裂研究高原下方的上地幔各向异性^[19-28]. Hirn 等^[20]把地震各向异性作为喜马拉雅和青藏高原下方的地幔流的指示, 认为青藏高原的各向异性是由于水平面内的差异剪切变形导致晶体重新定向或液体充填的裂隙定向排列引起的. Lave 等^[22]认为青藏高原内部地震波各向异性是由于在岩石圈向东挤出运动的拖动下, 软流圈内水平剪切变形所致. 利用左旋剪切的岩石圈变形模型可以获得对大地测量和 SKS 波分裂所组成的数据集的最佳拟合(Holt 等^[29]).

地震面波层析成像方法可以同时获得地壳上地幔 S 波速度结构和方位各向异性. 远震体波由于陡峭的入射使得在垂直方向上的分辨较低, 水平传播的面波则能够提供一定程度的垂直分辨. 因此, 面波层析成像是地壳上地幔各向异性知识的重要来源. 在近期的青藏高原地球动力学研究中, 壳幔变形和耦合的问题是当前研究的热点之一. 这一问题的解决不但需要有地幔各向异性的知识, 而且还要有地壳各向异性的知识. 本文试图利用青藏高原及其周边的宽频带数字记录作 Rayleigh 面波的层析成像, 以获得青藏高原下方从地壳到岩石圈地幔的方位各向异性图像, 并探讨壳幔变形耦合的构造意义.

1 研究区域及数据

青藏高原是地球上面积最大和海拔最高的高原. 它由多个地体在不同的地质年代拼合而成, 从南到北为喜马拉雅地体、拉萨地体、羌塘地体、松潘-甘孜-可可西里地体、昆仑-柴达木地体(尹安 [30]). 高原

北部与塔里木盆地相邻, 东北部与祁连山地体相邻. 高原南部和西南部是印度板块, 东南部为缅甸板块、滇缅泰板块、印支板块和扬子板块(图 1).

本文研究的范围为青藏高原及其邻近区域 (18°~45°N, 70°~115°E). 选取天然地震资料的标准是: $M_s \geq 4.8$, 震中距大于 700 km, 震源深度不超过 60 km, 且记录中面波发育. 为确保有较好的射线覆盖, 面波资料的收集扩大到较大范围(5°~50°N, 68°~135°E)内的宽频带地震台站. 它们是: CDSN 的台站, 1991~1992 年 PASSCAL 台站, 1994 年和 1999 年 INDEPTH 台站, 美国 IRIS 计划在中国西部相邻国家的地震台站, 以及 2002 年建成的国家数字地震台网.

在国家自然科学基金会的资助下, 我们分别于 2000~2001 年和 2004~2006 年期间在云南和川西藏东地区布设宽频带流动台网(35 个台站), 共收集到面波波形数据 1520 条, 使得青藏高原的射线覆盖有较大的改善. 图 1 和 2 分别显示了本文研究区域内地震台站和路径的分布. 虽然事件和台站的不均匀分布不

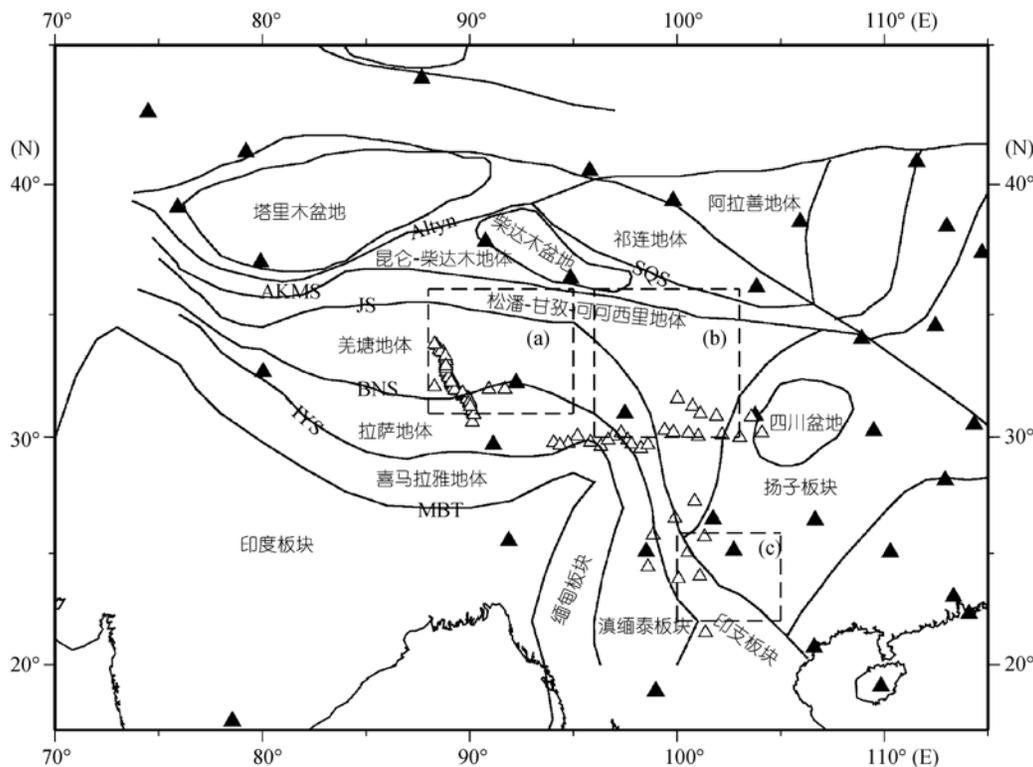


图 1 青藏高原及邻区构造简图

▲ IRIS 和中国国家数字台, △ 流动台. MBT: 主边界逆冲断裂; IYS: 印度河-雅鲁藏布江缝合带; BNS: 班公-怒江缝合带; JS: 金沙江缝合带; AKMS: 阿尼玛卿-昆仑-木孜塔格缝合带; SQS: 南祁连缝合带; Altyn: 阿尔金缝合带; 图中(a)-(c) 3 个虚线框为讨论方位各向异性随深度变化的区域(见图 6)

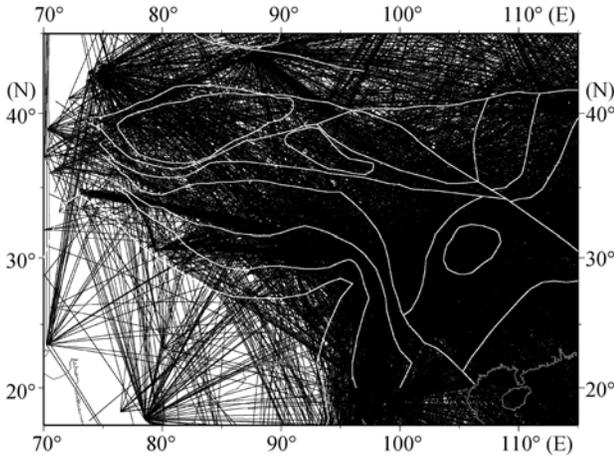


图2 研究区域的射线覆盖($T = 31.6$ s)

可避免使各单元的射线覆盖程度有变化,但它们总体上提供了对整个青藏高原稠密的覆盖.当我们用($1^\circ \times 1^\circ$)为网格单元划分研究区域时,除研究区域的西南部(印度及巴基斯坦中南部)外,通过每个单元的射线数在100和750之间变化,从而确保了数据的重复度.在反演中选用了频散曲线比较光滑的路径.首先进行初步反演,然后删除少数拟合残差较大的路

径,最终反演所采用路径总数最多为5941条($T = 39.8$ s),最少为1916条($T = 184$ s),其中10~125 s周期内超过4000条(见表1).

2 方法

根据Smith和Dahlen^[31]的方法,弱各向异性介质中Rayleigh波速度的方位相依关系可以用下列形式表示:

$$C(\theta, \omega) = A_0(\omega) + A_1(\omega)\cos 2\theta + A_2(\omega)\sin 2\theta, \quad (1)$$

其中 ω 是角频率, θ 是从波数矢量的方位角,系数 A_0 是各向同性介质的速度, A_1 和 A_2 用于计算方位各向异性的强度和快波方向.由Rayleigh波反演获得的参数组包括每一个深度上的各向同性项和2个方位角项,后者表示 $\cos(2\theta)$, $\sin(2\theta)$ 相对于快波方向的变化.面波对剪切波各向异性效应主要体现在两个方面:第一是偏振各向异性或径向各向异性,它通常包含在解释Love波和Rayleigh波观测到的速度之间的差异中;第二是速度对波传播的方位的相依关系.如果剪切波的方位各向异性能够包含在层析成像反演中,有可能改善对地壳和上地幔结构的理解.目前已有

表1 反演中面波数据集各周期的路径数、有关参数及结果^{a)}

周期/s	路径数	光滑因子比值	平均各向异性/%	周期/s	路径数	光滑因子比值	平均各向异性/%
7.9	4093	1.5	1.80	42.9	5931	1.4	1.61
8.5	4176	1.5	1.78	46.4	5882	1.3	1.68
9.2	4304	1.5	1.77	42.9	5931	1.4	1.61
10.0	4449	1.5	1.77	46.4	5882	1.3	1.68
10.7	4536	1.5	1.76	50.1	5827	1.3	1.56
11.6	4600	1.5	1.74	54.1	5735	1.2	1.46
12.5	4683	1.5	1.71	58.4	5561	1.2	1.31
13.5	4755	1.5	1.66	63.0	5394	1.1	1.29
14.6	4820	1.5	1.62	68.1	5222	1.1	1.25
15.8	4872	1.5	1.59	73.5	5018	1.0	1.26
17.1	4959	1.5	1.54	79.4	4774	1.0	1.22
18.4	5054	1.5	1.51	85.7	4529	1.0	1.14
19.9	5170	1.5	1.49	92.6	4276	1.0	1.11
21.5	5301	1.5	1.44	100.0	4052	1.0	1.08
23.2	5420	1.5	1.39	107.0	3798	1.0	1.06
25.1	5548	1.5	1.32	116.0	3556	1.0	1.04
27.1	5642	1.5	1.35	125.0	3344	1.0	0.96
29.2	5745	1.5	1.39	135.0	3050	1.0	0.98
31.6	5854	1.5	1.45	146.0	2779	1.0	0.92
34.1	5897	1.5	1.52	158.0	2503	1.0	0.76
36.8	5918	1.4	1.66	171.0	2057	1.0	0.66
39.8	5941	1.4	1.70	184.0	1916	1.0	0.65

a) 光滑因子比值是指不均匀性对各向异性光滑因子之比

应用(1)式的面波各向异性的研究成果发表(Huang 等 [32], Debayle等 [33]).

面波地震层析成像一般分两步, 首先进行混合路径频散的测量, 然后反演研究区内纯路径频散的分布. 对于第一步, 采用基于多重滤波技术(Dziewonski 等 [34])的时-频分析方法提取每个事件的频散曲线; 然后, 用Occam反演方法 [35,36]同时反演不同周期的群速度和方位各向异性的空间分布. 它用一个均匀网格结点上的面波速度来表示离散的模型参数, 结点之间的速度通过双线性内插计算; 并引入光滑约束, 消除反演问题的不适定性. 在未知数个数远多于路径数目的情况下仍能获得稳定的解, 因而基本上消除了网格划分中人为因素的影响.

我们将研究区域划分的 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 网格作为反演单元, 每个网格结点上的面波速度用(1)式表示. 根据在全部路径上的群速度频散的测量结果, 选用 7.9~184.7 s 之间 42 个中心周期, 同时反演研究区域在每个周期的Rayleigh波群速度横向不均匀性和方位各向异性. 所有周期的反演都是从横向均匀、各向同性的初始模型出发. 将Occam反演方法 [35,36]用于联合反演速度和方位各向异性, 必须寻求一个与观测数据符合得相当好的光滑变化模型, 将光滑度约束分别应用于速度和各向异性的分布中, 对两者的光滑因子之间的比值作合适选择使其达到折中(Trade-off) [37], 并与实际观测相符. 表 1 列出了不同周期的不均匀性与各向异性之比的光滑因子. 根据(1)式中的系数 A_0, A_1 和 A_2 , 求得方位各向异性的强度为 $[A_1(\omega)^2 + A_2(\omega)^2]^{1/2} / A_0(\omega)$,

$$\text{快波方向为 } \frac{1}{2} \tan^{-1} \frac{A_1(\omega)}{A_2(\omega)}.$$

3 分辨和模型试验

我们分别使用检测板试验 [38]和尖脉冲试验 [39]来估计模型反演的分辨率. 在用检测板方法(Inoue等 [38])构建理论各向异性速度模型中, 每个单元的大小为 $4^{\circ} \times 4^{\circ}$, 其各向异性强度为常数(2%), 但方向在 $N45^{\circ}E$ 或 $N45^{\circ}W$ 交替. 用这些模型计算沿原有路径的走时, 并将 ± 0.03 km/s 之间的随机速度误差加入到每条路径中, 获得的合成数据用同样的反演参数反演速度和各向异性分布. 图 3 显示检测板方法试验的结果. 检测板理论模型中 $4^{\circ} \times 4^{\circ}$ 单元之间各向异性方向突然变化, 代表最不利于它采用的反演方法的一种情况. 实际地球介质中引起各向异性的因素, 多数情况下是连续变化的.

在尖脉冲方法(Humphreys和Clayton [39]中, 脉冲各向异性用作输入模型, 其中各向异性方向是常量 ($N45^{\circ}W$), 中心点位于 ($34^{\circ}E, 92.5^{\circ}E$), 其最大强度为 10%, 脉冲宽度为 400 km. 强度随着与预先设置的中心点的距离增加而指数衰减. 合成的数据用同样的反演参数反演速度和各向异性分布. 此时无论各向异性的强度还是方向都能够很好恢复. 脉冲的宽度由于反演的平滑效应而稍微加宽, 低振幅(平均约为 0.25%)的虚假各向异性在整个模型中都出现. 图 4 显示尖脉冲方法试验的结果.

综合上述两种方法试验结果表明, 在青藏高原及其邻近区域 ($18^{\circ} \sim 45^{\circ}N, 70^{\circ} \sim 115^{\circ}E$) 内射线较密的地

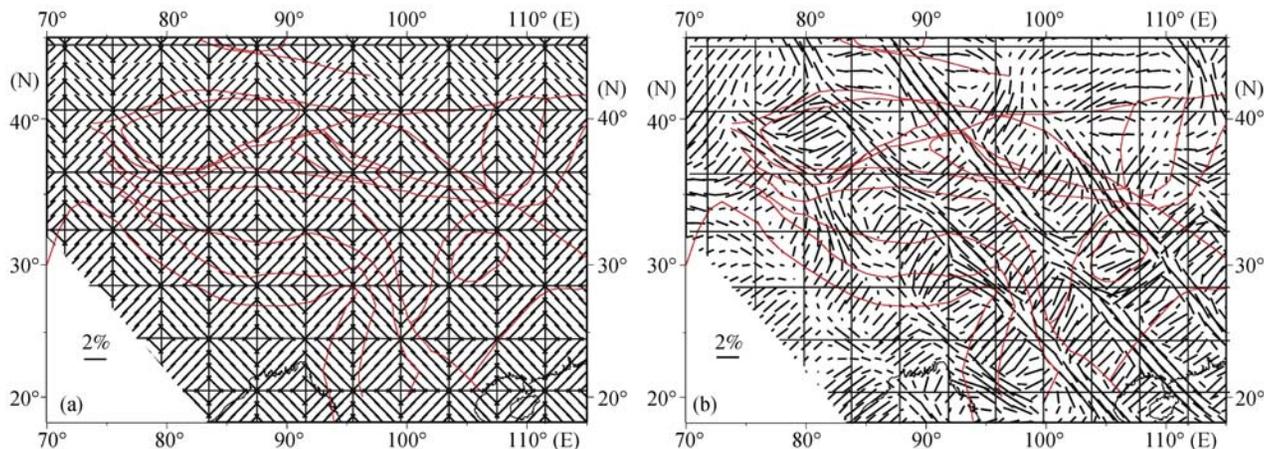


图 3 检测板试验 ($T = 63.0$ s) 的输入模型(a)及反演结果(b)

粗黑条表示各向异性强度和快波传播轴方向

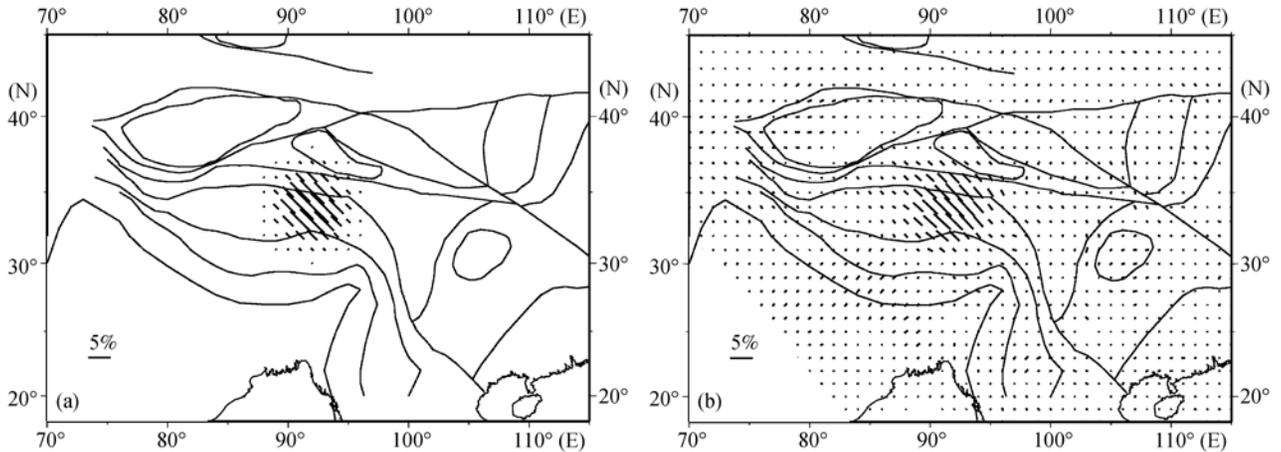


图 4 尖脉冲试验($T = 63.0$ s)的输入模型(a)及反演结果(b)
 输入的各向异性方向为 $N45^{\circ}W$, 其中心点位于 $(34^{\circ}N, 92.5^{\circ}E)$, 脉冲宽度为 400 km

区(青藏高原西南的印度板块除外), 各向异性强度大于 2%且水平尺度大于 400 km 的各向异性特征是可靠的。

4 方位各向异性反演结果的分析

各周期的反演参数及其结果列在表 1 中. 频散 Rayleigh 波的传播特性表明, 不同周期的波的能量集中在不同的深度范围内, 并与该深度上介质的速度结构和方位各向异性的特征相联系. 据此, 可以将速度结构和方位各向异性特征划分为 4 个周期段, 它们分别与上地壳、下地壳、地幔岩石圈和软流圈相对应. 我们用周期 13.5, 31.6, 63.0 和 146.0 s 的反演结果分别代表地壳上地幔的 4 个深度区间的速度异常和方位各向异性分布. 图 5 显示 4 个周期上叠加在地震波速度不均匀性模型上的方位各向异性. 面波速度异常分布与作者已有的研究结果 [14] 基本一致, 这里省略对速度结构的进一步阐述. 根据上述模型试验结果, 在当前的观测条件下方位各向异性大于 2% 的强度是可靠的. 因此, 下面仅对 4 个周期的反演结果中各向异性强度大于 2% 的地区作分析. 在 200 km 深度上, 大部分地区的各向异性均小于 2%, 与全球的方位各向异性结果(Debayle 等 [13]) 相一致.

4.1 主要构造单元的方位各向异性特征

在上地壳(图 5(a)), 高原东部(主要是松潘-甘孜-可可西里地体和羌塘地体的东部)的各向异性较强 (~6%), 快波偏振方向为 $NW-SE$. 拉萨地体和羌塘地

体中部的各向异性强度为 ~4%, 快波方向为 EW 向. $88^{\circ}E$ 以西的拉萨地体和羌塘地体西部的各向异性强度为 <2%. 在下地壳(图 5(b)), 高原东部的各向异性方向与上地壳基本相同, 强度较强(达 6%). 中部的拉萨地体和羌塘地体, 快波方向仍为 EW 向. EW 方向的伸展范围在上地壳从 $28.5^{\circ}N$ 往北推至 $33.0^{\circ}N$, 下地壳从 $31.0^{\circ}N$ 至 $37.0^{\circ}N$, 上地幔从 $33.0^{\circ}N$ 至 $36.0^{\circ}N$. EW 方向的伸展范围随深度增加而逐渐减小. 在高原西部, 强度为 ~4%, 快波方向为 NS 向, 下地壳和岩石圈地幔显示了向北流动的形式.

整个地壳的各向异性快波方向表现为围绕东喜马拉雅构造结顺时针旋转. 在地幔岩石圈(图 5(c)), 中部区的拉萨地体和羌塘地体, 快波方向为 EW 向. $88^{\circ}E$ 以西的拉萨地体和羌塘地体西部为 NS 向. 软流圈(图 5(d))的方位各向异性强度在大部分地区小于 2%, 这里不做进一步分析. 拉萨地体和羌塘地体地壳和岩石圈地幔的各向异性在 $88^{\circ}E$ 有明显的分界, 是否与构造有关, 值得进一步探讨.

高原东部邻区的扬子地台各向异性变化较大(图 5). 四川盆地的上地壳快波方向为 NS 向. 盆地北部的下地壳和岩石圈地幔的快波方向为 NE 向, 南部为 SE 向. 云南地区以红河断裂为界, 断裂以西的上地壳快波方向为 NS 向, 以东为 EW 向; 断裂以西下地壳仍保持 NS 向, 以东则改变为 NEE 向. 岩石圈地幔和软流圈的各向异性强度均小于 2%.

根据上述分析的结果, 高原东部的地壳快波方向与构造应力场方向(许忠淮等 [40,41]) 基本一致. 在云

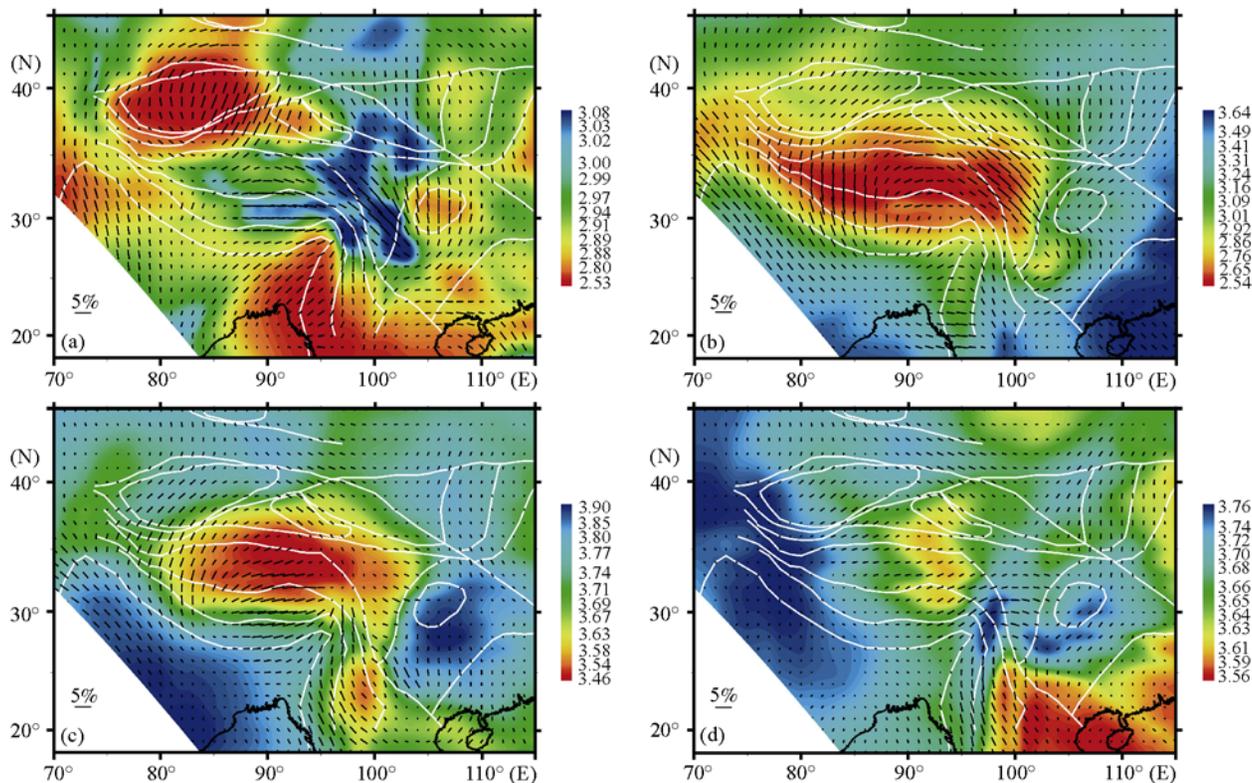


图 5

(a)~(d)分别为周期 $T = 13.5, 31.6, 63.0, 146.0$ s 的各向异性分布. 底图为速度的横向变化(用色标表示), 粗黑条表示各向异性强度和快波传播轴方向

南地区, 主压应力轴方向为近NS向(阚荣举等 [42]). 我们获得在地壳内的快波方向在西部呈NS向, 在东部呈NE或NEE向的结果, 与近场(<10 km)的剪切波分裂的快波方向(石玉涛等 [43])基本一致. 高原西北的塔里木地块上地壳的各向异性为NS向, 而地块东部以及昆仑柴达木地体西部显示出NNE向的强各向异性.

4.2 方位各向异性随周期(深度)的变化

在研究区域内选择 3 个小区域(经纬度的范围分别大于 400 km, 见图 1 中(a), (b)和(c)三个虚线框)讨论方位各向异性随周期(深度)的变化, 其中 2 个在高原内部, 1 个在高原外部. 图 6 分别显示了高原中部(88°~95°E, 31°~36°N)、东部(96°~103°E, 30°~36°N)和高原外(100°~105°E, 22°~26°N)的 3 个区域的方位各向异性方向和强度随周期的变化, 其中粗线段方向表示各向异性的快波方向, 强度的标准差(1σ)用误差棒表示.

在高原中部(图 6(a)), 从上地壳、下地壳到岩石

圈地幔到软流圈均显示近EW向的快波方向. 强度从约 3%随深度逐渐减小到 1.2%, 其中下地壳底部和上地幔顶部呈现局部高值(3%). 在岩石圈地幔, 快波方向可能与强烈的NS向挤压下产生的EW向韧性伸展相联系.

在高原东部(图 6(b)), NW-SE的快波方向从上地壳延续到下地壳, 平均强度分别达到 2.5%~2.7%和 3.0%~4.0%, 但是进入上地幔后, 虽然快波方向仍为NW-SE向, 但强度已减少至 2%. 在 30~50 s 的周期范围内, 各向异性描述了下地壳可能存在的流动模式.

在高原外的云南地区(图 6(c)), 虽然从地表直至 100 km 深度上(大约周期 60 s)各向异性的方向和强度有一些变化, 但其强度均在 2%以内, 因此, 我们认为该地区从地壳到上地幔顶部的方位各向异性不明显.

5 讨论和结论

地壳上地幔各向异性是近 30 年来从体波 SKS 数

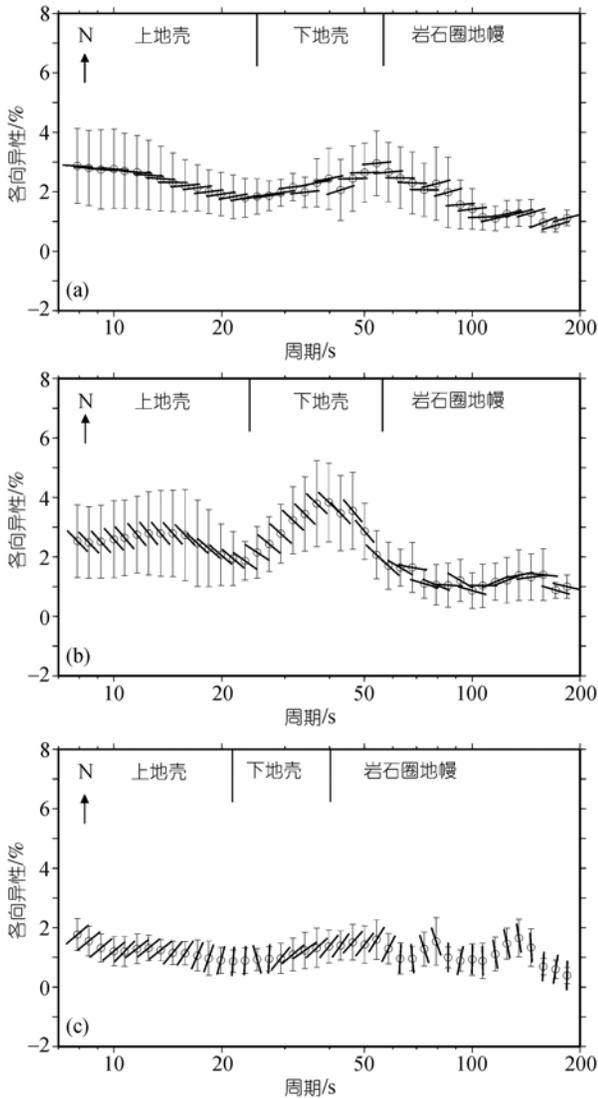


图 6 平均方位各向异性随周期(深度)的变化
(a) 高原中部; (b) 高原东部; (c) 高原外部

据和面波频散曲线的数据集中最为明显的结果之一。我们的研究表明, 在大尺度的构造运动发生的区域, 面波和体波各向异性方向具有较好的一致性, 这与 Montagner和Griot-Pommerehne^[44]对全球结果提出的看法是一致的。然而, 在各向异性的强度方面, 两者之间一致性并不是很好。Hess^[45]在对大洋的上地幔各向

异性研究得到, 地壳的各向异性产生的SKS波分裂的延迟时间仅为 0.1~0.3 s, 而上地幔各向异性产生的延迟时间为 1.0~2.0 s。McNamara等^[19]提出, 在青藏高原由地壳产生的快慢波延迟时间为 0.17~0.26 s, 它只占SKS波分裂的延迟时间总量的 1/5 左右。由此及其他的结果可以认为用SKS波分裂测量获得的各向异性主要是由上地幔各向异性所引起的。对高原内 PASSCAL11 个台站计算得到的接收函数, Sherrington等^[46]用波形反演方法获得一组含有各向异性的地壳模型。这些模型表现出在地壳内不同深度上含有 4%~14% 的各向异性。他们认为, 这很可能是地质构造和近期变形的共同结果。然而, 在高原东部的松潘-甘孜-可可西里地体, 依据我们的反演结果推算的地壳内部的快慢波时间延迟大约为 0.7 s, 大于前面利用SKS分裂计算地壳各向异性的结果(0.1~0.3 s)。

我们的反演结果表明, 在青藏高原下方, 从地表直至 100 km深度(大约周期 60 s)的介质层内存在较强的方位各向异性(2.5%~3.0%)。底板拖曳对岩石圈影响很弱可以用于解释方位各向异性仅在地幔的最上面 100 km厚的层内观测到的原因。在这个层内显示的面波方位各向异性快波方向, 以及GPS所观测到的速度场和SKS快波方向(王椿镛等^[28])和古地质走向之间的很好一致性, 可以认为这个浅部 100 km厚的各向异性层(其厚度可以与观测的延迟时间相比较)主要是由于在岩石圈连贯变形所引起的。但是, 在云南地区, 从地表直至 100 km深度(大约周期 60 s)的介质层内并不存在较明显的方位各向异性。但是, SKS分裂分析却显示慢波与快波之间具有>1 s的延迟时间(常利军等^[47])。一些研究(如: Karato等^[48]; Kaneshima等^[49])认为, 下地幔(约 660 km以下)的介质不具有各向异性。因此, 我们认为云南地区SKS波从核幔边界至台站间产生的分裂应主要归因于软流圈。软流圈中橄榄石的晶格取向反映了地幔的流动方向。云南地区下方SKS分裂的快波方向可以认为即是地幔的流动方向。

参考文献

- 1 Tapponnier P, Peltzer G, Le Dain A Y, et al. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insight from simple experiments with plasticine. *Geology*, 1982, 10: 611—616[DOI]
- 2 England P C, Houseman G A. Finite strain calculation of continental deformation, 2. Comparison with the India-Asia collision zone. *J*

- Geophys Res, 1986, 91: 3664—3676[DOI]
- 3 Silver P G, Chan W W. Implication for continental structure and evolution from seismic anisotropy. *Nature*, 1988, 335: 34—39[DOI]
- 4 Montagner J P, Tanimoto T. Global upper mantle tomography of seismic velocities and anisotropies. *J Geophys Res*, 1991, 96: 20337—20351[DOI]
- 5 Chen W P, Molnar P. Constraints on the seismic wave velocity structure beneath the Tibetan plateau and their tectonic implications. *J Geophys Res*, 1981, 86: 5937—5962[DOI]
- 6 Barazangi M, Ni J. Propagation characteristics of Pn and Sn beneath the Himalayan arc and Tibetan plateau: possible evidence for underthrusting of Indian continental lithosphere beneath Tibet. *Geology*, 1982, 10: 179—185[DOI]
- 7 Hirn A, Lepine J C, Jobert G, et al. Crustal structure and variability of the Himalayan border of Tibet. *Nature*, 1984, 307: 23—25[DOI]
- 8 Romanowicz B. Constraints on the structure of the Tibet plateau from pure path phase velocities of Love and Rayleigh waves. *J Geophys Res*, 1982, 87: 6865—6883[DOI]
- 9 Bourjot L, Romanowicz B. Crust and upper mantle tomography in Tibet using surface waves. *Geophys Res Lett*, 1992, 19: 881—884[DOI]
- 10 Wu F T, Levshin A L. Surface wave group velocity tomography of East Asia. *Phys Earth Planet Int*, 1994, 84: 59—77[DOI]
- 11 Curtis A, Woodhouse J H. Crust and upper mantle shear velocity structure beneath the Tibetan plateau and surrounding regions from interevent surface wave phase velocity inversion. *J Geophys Res*, 1997, 102: 11789—11813[DOI]
- 12 Wu F T, Levshin A L, Kozhevnikov V M. Rayleigh wave group velocity tomography of Siberia, China, and the vicinity. *Pure Appl Geophys*, 1997, 149: 447—473[DOI]
- 13 Cotte N, Pedersen H, Campillo M, et al. Determination of the crustal structure in southern Tibet by dispersion and amplitude analysis of Rayleigh waves. *Geophys J Int*, 1999, 138: 809—819[DOI]
- 14 姚振兴, 李白基, 梁尚鸿, 等. 青藏高原地区瑞利波群速度和地壳构造. *地球物理学报*, 1981, 24(3): 287—295
- 15 陈国英, 曾融生. 用地震面波频散研究喜马拉雅山和青藏高原岩石圈构造异常. *地球物理学报*, 1985, 28(增刊 I): 167—173
- 16 周兵, 朱介寿, 秦建业. 青藏高原及邻近区域 S 波三维速度结构. *地球物理学报*, 1991, 34(4): 426—441
- 17 庄真, 傅竹武, 吕梓龄, 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
- 18 苏伟, 彭艳菊, 郑月军, 等. 青藏高原及其邻区地壳上地幔 S 波速度结构. *地球学报*, 2002, 23(3): 193—200
- 19 McNamara D, Owens T, Silver P G, et al. Shear-wave anisotropy beneath the Tibetan Plateau. *J Geophys Res*, 1994, 99: 13655—13665[DOI]
- 20 Hirn A, Jiang M, Sapin M, et al. Seismic anisotropy as an indicator of mantle flow beneath Himalayas and Tibet. *Nature*, 1995, 75: 571—574[DOI]
- 21 Guibert J, Poupinet G, Jiang M. A study of azimuthal P residuals and shear-wave splitting across the Kunlun range (northern Tibetan Plateau). *Phys Earth Planet Int*, 1996, 95: 167—174[DOI]
- 22 Lave T, Avouac J P, Lacassin R, et al. Seismic anisotropy beneath Tibet: evidence for eastward extrusion of the Tibetan lithosphere? *Earth Planet Sci Lett*, 1996, 140: 83—96[DOI]
- 23 Sandoval E, Ni J, Kind R, et al. Seismic anisotropy beneath the southern Himalayas-Tibet collision zone. *J Geophys Res*, 1997, 102: 17813—17823[DOI]
- 24 Huang W C, Ni J, Tilmann F, et al. Seismic polarization anisotropy beneath the central Tibetan Plateau. *J Geophys Res*, 2000, 105: 27979—27989[DOI]
- 25 丁志峰, 曾融生. 青藏高原上地幔横波各向异性的探测研究. *地球物理学报*, 1996, 39(2): 211—220
- 26 姜枚, 许志琴, Hirn A, 等. 青藏高原及其部分邻区地震各向异性和上地幔特征. *地球学报*, 2001, 22(2): 111—116
- 27 高原, 滕吉文. 中国大陆地壳与上地幔各向异性研究. *地球物理学进展*, 2005, 20(1): 180—185
- 28 王椿镛, 常利军, 吕智勇, 等. 青藏高原东部上地幔各向异性及相关的壳幔耦合型式. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2007, 37(4): 495—503
- 29 Holt W E, Chamot-Rooke N, LePichon X, et al. Velocity field in Asia inferred from Quaternary faults slip rates and global positioning system observations. *J Geophys Res*, 2000, 105: 19185—19209[DOI]
- 30 尹安. 喜马拉雅-青藏高原造山带地质演化——显生宙亚洲大陆生长. *地球学报*, 2001, 22(3): 193—230
- 31 Smith M, Dahlen F A. The azimuthal dependence of Love and Rayleigh wave propagation in a slightly anisotropic medium. *J Geophys Res*, 1973, 78: 3321—3333[DOI]

- 32 Huang Z, Luo Y, Peng Y J, et al. Azimuthal anisotropy of Rayleigh waves in East Asia. *Geophys Res Let*, 2004, 31, L15617, doi:10.1029/2004G020399
- 33 Debayle E, Kennett B, Priestley K. Global azimuthal seismic anisotropy and the unique plate-motion deformation of Australia. *Nature*, 2005, 433, doi:10.1038/nature03247
- 34 Dziewonski A, Bloch S, Landisman M. A technique for the analysis of transient signals. *Bull Seismol Soc Am*, 1969, 59(1): 427—444
- 35 Constable S C, Parker R L, Constable C G. Occam's inversion: a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 1987, 52: 289—300 [\[DOI\]](#)
- 36 黄忠贤, 郑月军. 面波速度的 Occam 反演. 寸丹集-庆贺刘光鼎院士工作 50 周年学术论文集. 北京: 科学出版社, 1998. 692—704
- 37 Hearn T M. Anisotropic Pn tomography in the western United States. *J Geophys Res*, 1996, 101 (B4): 8403—8414 [\[DOI\]](#)
- 38 Inoue H, Fukao Y, Tanabe K, et al. Whole mantle P-wave travel time tomography. *Phys Earth Planet Inter*, 1990, 59: 294—328 [\[DOI\]](#)
- 39 Humphreys E, Clayton R W. Adaptation of back projection tomography to seismic travel time problems. *J Geophys Res*, 1988, 93: 1073—1085 [\[DOI\]](#)
- 40 许忠淮, 汪素云, 黄雨蕊, 等. 由多个小震推断的青甘和川滇地区地壳应力场的方向特征. *地球物理学报*, 1987, 30(5): 476—486
- 41 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
- 42 阚荣举, 张四昌, 晏凤桐, 等. 中国西南地区现代构造应力场与现代构造活动特征的探讨. *地球物理学报*, 1977, 20: 96—109
- 43 石玉涛, 高原, 吴晶, 等. 云南地区地壳介质各向异性——快剪切波偏振特征. *地震学报*, 2006, 28(6): 574—585
- 44 Montagner J P, Griot-Pommeret D A. How to relate body wave and surface wave anisotropy? *J Geophys Res*, 2000, 105(B8): 19015—19027 [\[DOI\]](#)
- 45 Hess H H. Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans. *Nature*, 1964, 203: 629—631 [\[DOI\]](#)
- 46 Sherrington H F, Zandt G, Frederiksen A. Crustal fabric in the Tibetan Plateau based on waveform inversions for seismic anisotropy parameters. *J Geophys Res*, 2004, 109, B02312, doi:10.1029/2002JB002345
- 47 常利军, 王椿镛, 丁志峰. 云南地区 SKS 波分裂研究. *地球物理学报*, 2006, 49: 197—204
- 48 Karato S, Li P. Diffusive creep in perovskites: implications for the rheology of the lower mantle. *Science*, 1992, 255: 1238—1240 [\[DOI\]](#)
- 49 Kaneshima S, Silver P G. Anisotropy loci in the mantle beneath Central Peru. *Phys Earth Planet Inter*, 1995, 88: 257—272 [\[DOI\]](#)