

中国大陆岩石层的方位各向异性*

郑斯华 高 原

(中国北京 100036 国家地震局分析预报中心)

摘 要

采用理论地震图与观测地震记录直接比较的方法,研究了中国数字地震台网宽频带记录的 SKS 震相的剪切波分裂现象,确定了快速 S 波的振动方向和慢速 S 波的时间延迟。

结果表明,对于所分析的 8 个观测台均发现了明显的 S 波分裂现象,时间延迟在 0.7 s 与 1.7 s 之间。这种经过地幔传播的 SKS 震相的 S 波分裂现象的主要原因是上地幔的各向异性。上地幔的各向异性可以用应变引起的上地幔中的矿物质的结晶优势排列来解释。根据时间延迟估计的各向异性层的厚度,与由上地幔中的高导层和低速层所推断的中国大陆下岩石层的厚度大致相符。在大部分台站上,反演得到的快速 S 波的振动方向与由亚板块总体形变推测的结果相一致。个别台站具有较大的差异,说明 S 波分裂这一观测事实的起因是复杂的。为了进一步解释 S 波分裂的结果,还需要更多高质量的观测资料,以及关于原地介质状态的更详细的信息。

关键词 S 波分裂; SKS 震相; 岩石层的各向异性

1 引 言

地球内部介质的各向异性是当前地球内部结构研究的重要课题。关于海底地壳深部和上地幔的各向异性,通过 Pn 波、面波和自由振荡的分析,已经取得了不少重要的成果 (Dziewonski and Anderson, 1981; Shimamura *et al.*, 1983; Tanimoto and Anderson, 1984; Mochizuki, 1986)。近年来,随着数字地震观测技术的发展和观测资料的增加,对于大陆下岩石层的各向性的研究也十分活跃,并发展了各种适用于研究大陆下岩石层各向性性的方法。在这些分析方法中,最有效的方法是 S 波分裂的分析。

S 波在各向异性介质中分裂成两个互相正交的分量,这两个分量以不同的速度传播的现象称为 S 波分裂现象。目前,用于地幔各向异性研究的 S 波分裂分析方法,主要采用了三种 S 波震相,也即近源深震的直达 S 波、远震的 ScS 波和 SKS 波。

Ando 等(1980)分析了日本中部地区深度为 300 km 的深震的短周期直达 S 波,首次发现了由上地幔各向异性引起的 S 波分裂现象。Fukao(1984)研究了在日本各地记录到的

* 地震科学联合基金会资助课题。

1993 年 4 月 9 日收到初稿, 1993 年 6 月 12 日决定采用。

千岛群岛上深源地震的 ScS 波形,也发现了明显的 S 波分裂现象。由于 S 波在核幔边界反射时将产生转换的 P 波,ScS 波本身的位相将发生变化并使波形变得复杂。为了减小这种影响,在分析 ScS 震相时,仅采用震中距小于 40° 的记录。与此相对照的是,在震中距为 85—130° 范围内,SKS 震相是 S 波组中先到达的十分清楚的孤立震相。因此,SKS 震相的分析对于研究远离深震带的大陆内部的各向异性具有更大的优越性。

本研究通过对我国数字地震台网(CDSN)的 SKS 记录的剪切波分裂的分析,测定了观测台下岩石层的各向异性参数,根据岩石层动力学的观点,探讨了各向异性的成因。

2 反演方法

在均匀各向同性介质中,SKS 波是 SV 型的剪切波,但当长周期 SKS 波通过具有方位各向异性的介质时,在水平面内的质点运动将由线偏振变为椭圆振动。椭圆运动的特征将取决于各向异性介质的特性。

假设在观测点下面的地球上部是一具有各向异性的介质层。SV 型的剪切波进入这一介质层,设 SV 型的剪切波的偏振面与各向异性对称轴的夹角为 β 。在传播过程中剪切波相对于对称轴分裂成两个类剪切波 S_1 和 S_2 。在水平面内 S_1 和 S_2 的位移矢量是正交的,并且 S_1 的位移矢量与对称轴的方向相一致。当通过这一介质层后 S_2 分量相对于 S_1 分量延迟了 δt 。现设入射的 SV 型 SKS 波为简谐波并记为 $\cos \omega t$ 。其中, ω 为角频率, t 为时间。当单位振幅的入射波通过上述假设的介质后, S_1 和 S_2 位移分量分别为(Vinnik et al., 1989a)

$$\begin{cases} S_1 = \cos \beta \cos \omega t \\ S_2 = \sin \beta \cos(\omega t - \omega \delta t) \end{cases} \quad (1)$$

而径向分量和切向分量为

$$\begin{cases} R(t) = \cos^2 \beta \cos \omega t + \sin^2 \beta \cos(\omega t - \omega \delta t) \\ T(t) = 0.5 \sin 2\beta \cos \omega t - 0.5 \sin 2\beta \cos(\omega t - \omega \delta t) \end{cases} \quad (2)$$

由式 2 经过简单的推导可知,SKS 波通过上述各向异性介质后,径向分量 $R(t)$ 与切向分量 $T(t)$ 之间具有如下简单的关系:

$$T(t) = f(t) * R(t) \quad (3)$$

其中, $f(t)$ 为一各向异性算子, 在频率域中可以表达为

$$f(\omega) = 0.5 \sin 2\beta \frac{1 - \exp(-i\omega\delta t)}{\cos^2 \beta + \sin^2 \beta \exp(-i\omega\delta t)} \quad (4)$$

式 4 中的 β 和 δt 是描述介质各向异性的参数, 其中, β 描述了各向异性的几何特性, δt 表示了介质各向异性的程度。式 3 和 4 可以作为一种普遍的表达式, 也即当介质总体上为各向同性时, $\delta t = 0$, 则 $f(\omega)$ 恒等于 0, $T(t)$ 也恒等于 0。也就是说, SV 型的剪切波在各向同性介质中传播时, 不会产生切向分量。对于特定的各向异性介质, 可以由式 3 和 4, 根据各向异性参数($\beta, \delta t$)和在一特定观测台上记录到的 SKS 震相的径向分量 $R(t)$, 计算得到的理论切向分量 $T^*(t, \beta, \delta t)$ 。改变各向异性参数($\beta, \delta t$), 可以计算得到一系列的理论切向分量。当理论切向分量与观测切向分量符合得最好时, 则可以认为计算该理论切向分量时所用的各向异性模型参数就是实际介质的各向异性参数。为了定量地判断理论切向分量与观测切向分量的拟合程度, 定义了如下的残差函数:

$$E_i(\alpha, \delta t) = \left[\frac{\int (T(t)T^*(t, \alpha, \delta t))^2 dt}{\int R^2(t) dt} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (5)$$

其中, α 为对称轴的方位角, 由北顺时针方向计量, 可由入射波的反方位角和 β 角计算得到。当一个观测点有多个地震记录可以使用时, 残差函数定义为各单个记录的残差函数的加权平均

$$E(\alpha, \delta t) = \frac{1}{N} \sum_i^N \left(\frac{E_i(\alpha, \delta t)}{(E_i)_{\min}} \right) \quad (6)$$

式中, N 为使用的记录数, $(E_i)_{\min}$ 为单个记录的残差函数 $E_i(\alpha, \delta t)$ 的极小值。

3 资料与结果

本研究所使用的资料取自中国数字地震台网(CDSN)的三分量宽频带数字记录。CDSN 的宽频带记录系统对于地面速度的频率响应函数在 0.2—20 s 之间是平坦的, 数字记录采样率为 20 Hz(中国数字地震台网, 1990)。

图 1 给出了包含有 SKS 震相的典型的 CDSN 宽频带记录图。本研究从 38 个事件中选出了 56 个可以清楚地识别出 SKS 震相的记录用于分析。这 56 个记录分别取自 CDSN 的 8 个观测台, LZH 和 QIZ 台未取得可以用于分析的资料。表 1 中列出了本研究所分析的事件的震源参数。水平分量的 SKS 记录, 经过仪器响应校正后相对于切向轴和径向轴重新投影。图 2 给出了部分典型的 SKS 波形及其在水平面内的质点运动图。所有分析的 SKS 波形中都含有相当大的切向分量, 并且在水平面内质点运动呈现出椭圆运动的轨迹。这不仅表明切向分量具有相当的能量, 并且与径向分量有一位相差。

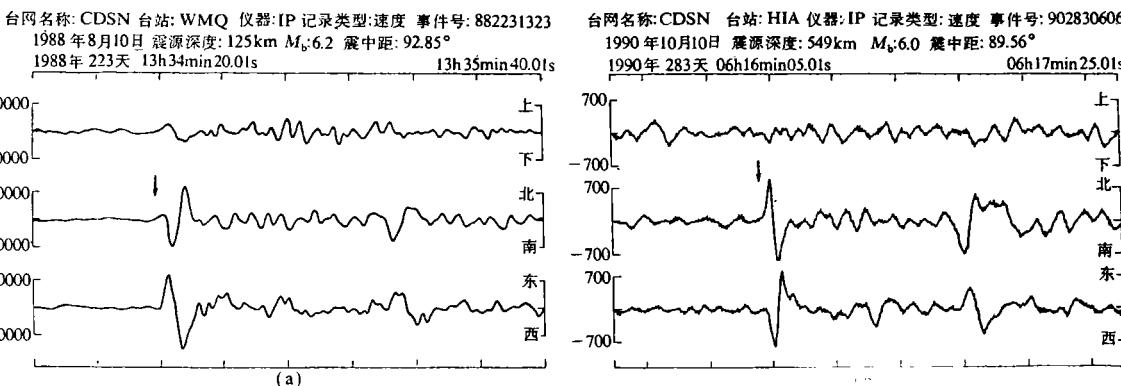


图 1 本研究所分析的中国数字化地震台网的三分量宽频带记录。垂直箭头指出 SKS 震相

(a)WMQ 台记录的 1988 年 8 月 10 日事件; (b)HIA 台记录的 1990 年 10 月 10 日事件

按上节所述的方法, 首先对每一记录分别进行分析。对于各种可能的各向异性参数, 计算出单事件的残差函数。由于考虑到方位各向异性的对称性, 在计算中 α 取 $0-180^\circ$, 步长为 2° , δt 取 $0-2.0$ s, 步长为 0.05 s。将计算结果做成等值线图, 如图 3 所示。作为一个例子, 图 3 给出了采用乌鲁木齐台(WMQ)记录到的各事件的 SKS 波形计算得到的残差

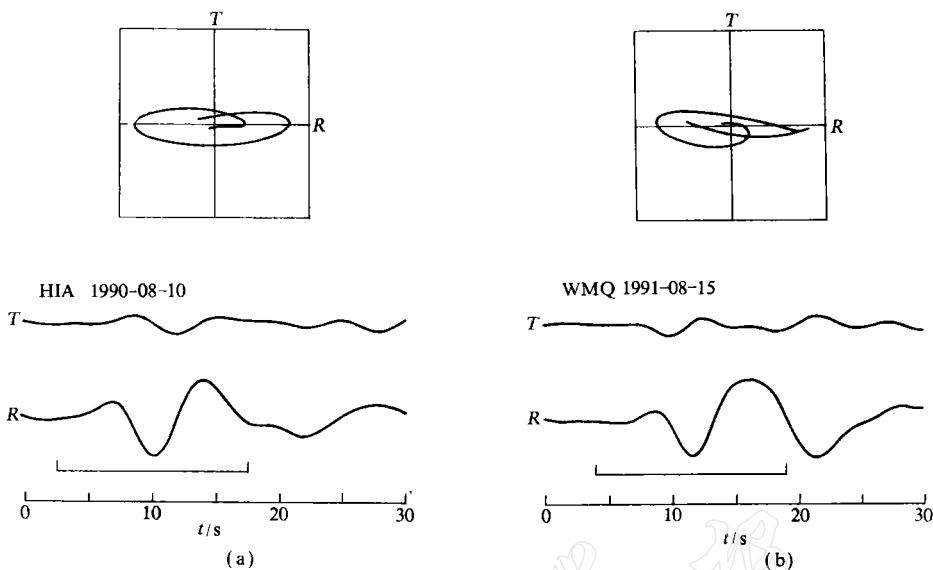


图 2 SKS 的水平向记录和质点运动图. SKS 的水平向记录经过仪器校正后,
相对于径向(R)和切向(T)重新投影

(a)HIA 台记录的 1990 年 8 月 10 日事件; (b)WMQ 台记录的 1991 年 8 月 15 日事件

函数 $E_i(\alpha, \delta t)$ 等值线图. 图中纵坐标为延迟时间 δt , 横坐标为对称轴的方位角. 由图可见, 各等值线图中均呈现出明显的极小值. 由极小值出现的位置可以确定最佳拟合的各向异性参数.

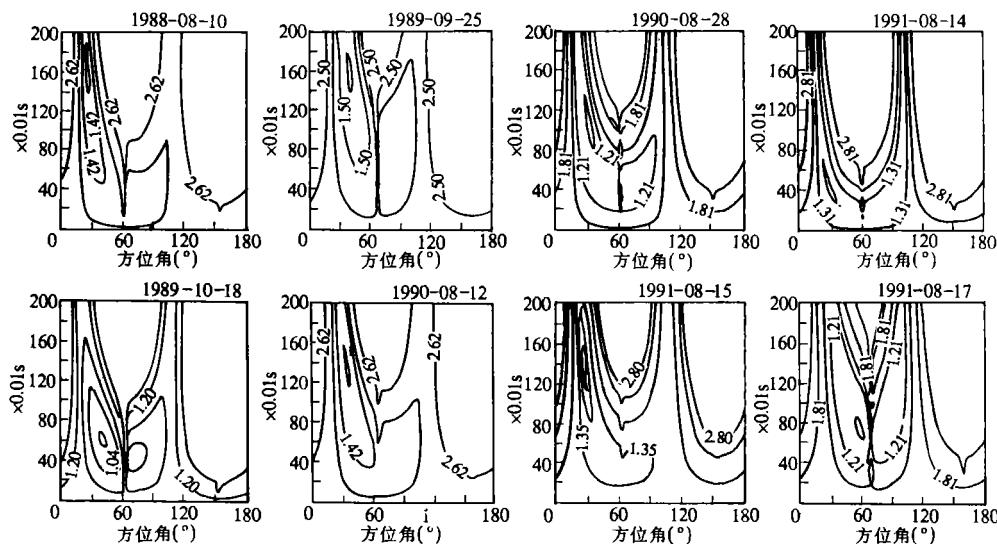


图 3 WMQ 台各单事件残差函数的等值线图. 纵轴为延迟时间(δt), 横轴为快速轴的方位角(α).
各等值线图的上部标出了台站编码和事件名, 各等值线图中都可以看出明显的极小值

由于目前我们还不十分了解记录中包含的干扰的性质,因此难于定量地分析所得结果的精度.但我们通过下述途径对所得到的结果进行了检验:

表1 本研究所分析的地震的震源参数*

事件号 年-月-日	时间 UTC	纬度, (°)	经度, (°)	深度, km	m_b	M_{sz}
1987-10-25	16:46:13.3	5.409 N	36.751 E	12	5.6	6.2
1988-04-12	23:19:55.5	17.192 S	72.305 W	33	6.1	7.0
1988-06-11	12:17:27.0	14.994 S	173.469 W	36	5.9	6.1
1988-08-10	13:11:19.4	14.880 S	167.293 E	125	6.2	
1989-01-02	01:52:08.0	18.589 S	174.559 W	108	6.1	
1989-02-25	11:26:35.4	29.915 S	177.885 W	31	6.1	6.7
1989-03-11	05:05:00.6	17.766 S	174.761 W	230	6.4	
1989-04-25	14:29:00.5	16.773 N	99.328 W	19	6.2	6.8
1989-05-05	18:28:39.4	18.281 S	71.381 W	593	6.4	
1989-09-25	14:17:47.0	20.355 S	169.277 E	34	6.1	6.3
1989-10-18	11:40:50.2	10.155 S	161.063 E	45	6.1	5.7
1989-10-27	21:04:51.8	11.022 S	162.350 E	25	6.1	7.0
1989-12-25	14:24:32.6	60.060 N	73.445 W	5	6.2	6.3
1990-01-18	12:45:23.6	30.141 S	177.688 W	13	6.0	5.8
1990-02-19	05:34:37.0	40.347 S	176.102 E	24	5.9	6.3
1990-03-05	16:38:12.5	18.318 S	168.063 E	21	5.6	7.0
1990-04-28	01:23:11.5	8.887 N	85.500 W	23	5.9	6.3
1990-05-20	02:22:01.6	5.121 N	32.145 E	15	6.7	7.1
1990-06-23	21:38:18.7	21.568 S	176.483 W	181	6.4	
1990-06-26	12:08:29.3	22.015 S	179.473 W	587	6.0	
1990-08-10	17:47:36.7	19.805 S	177.385 W	373	6.0	
1990-08-12	21:25:21.9	19.435 S	169.132 E	140	6.3	
1990-08-17	13:07:17.4	11.164 S	161.997 E	29	5.9	6.8
1990-09-28	19:44:47.1	13.559 S	167.079 E	176	6.0	
1990-10-10	05:54:53.5	23.497 S	179.029 E	549	6.0	
1990-10-17	14:30:13.1	10.970 S	70.776 W	599	6.7	
1991-04-18	09:41:20.1	22.920 S	179.340 W	470	5.7	
1991-05-10	13:33:52.3	16.110 S	174.150 W	115	5.8	
1991-06-09	07:45:02.1	20.250 S	176.220 W	265	6.1	
1991-06-11	14:32:48.0	18.210 S	178.410 W	627	5.5	
1991-06-13	17:18:46.0	19.920 S	175.720 W	215	5.5	
1991-07-02	06:08:09.2	23.230 S	179.130 W	429	5.7	
1991-08-14	19:15:06.0	13.600 S	167.600 E	33	6.0	6.6
1991-08-15	13:36:01.0	16.000 S	167.900 E	188	5.8	
1991-08-17	22:17:13.0	41.600 N	125.500 W	10	6.2	7.1
1991-09-30	00:21:48.0	21.000 S	178.600 W	580	6.0	
1992-04-25	18:06:04.2	40.368 N	124.316 W	15	6.3	7.1
1992-06-28	11:57:34.1	34.201 N	116.436 W	1	6.2	7.6

* 1992年两事件的参数取自中国地震台网速报报告,其余资料均取自PDE.

(1) 理论地震图与观测地震图的直接比较.采用反演得到的最佳拟合各向异性参数,计算出理论的SKS波的切向分量,与观测的切向分量直接比较的结果表明:由反演得到

的各向异性参数所计算的理论切向分量与观测波形相当好的一致性,图 4 给出了部分典型的比较结果.

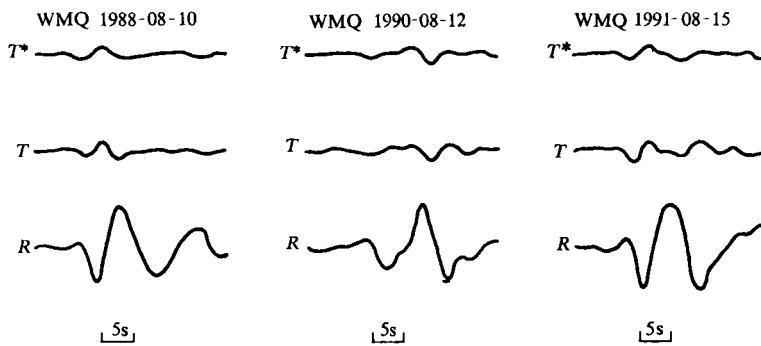


图 4 理论切向分量(T^*)和观测切向分量(T)的比较

理论切向分量(T^*)由观测径向分量(R)和反演结果的各向异性参数($\alpha, \delta t$),根据式 3 和 4 计算得到. 理论切向分量和观测切向分量显示了很好的一致性

(2) 考察经过各向异性校正后的波形变化. 根据反演得到的各向异性参数($\alpha, \delta t$),将水平分量的记录相对于快速轴(F)和慢速轴(S)重新投影,并将沿慢速轴方向的波形提前 δt ,即实施所谓的各向异性校正. 由质点水平运动图可以看出,经过各向异性校正后,质点运动明显地比原始记录更接近线性偏振(图 5).

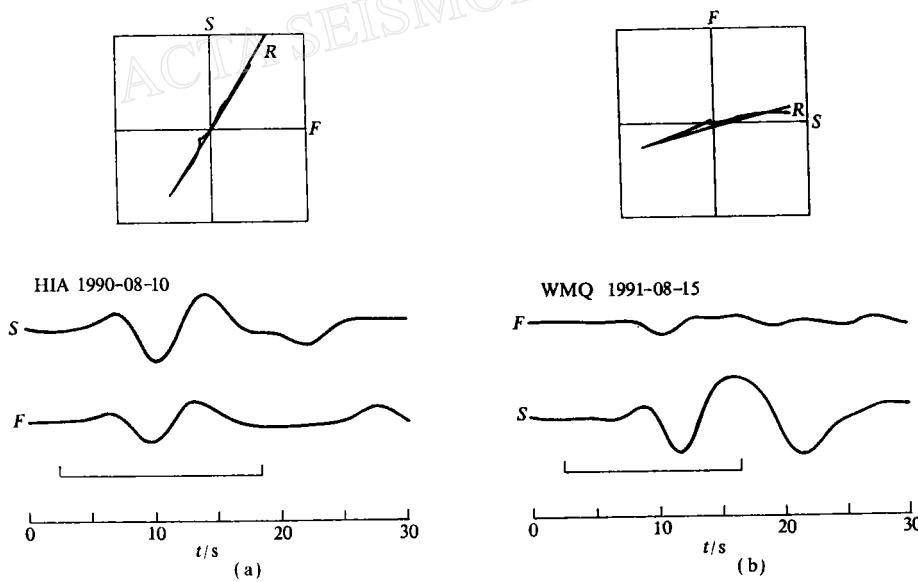


图 5 经过各向异性校正后的 SKS 波形与水平面内的质点运动图

观测的水平分量 SKS 记录,相对于快速轴和慢速轴投影,然后将沿慢速轴的波形提前 δt ; 经过各向异性校正后的 SKS 震相的水平质点运动比原始记录更接近线性偏振. 图中的(a)、(b)与图 2 相对应

(3) 分析同一观测台站各单事件反演结果的离散程度. 乌鲁木齐台是具有较多可供

分析资料的台站,提供了一个可以详细分析反演结果离散度的机会。计算结果表明,快速轴的方位角(α)的标准偏差约为 10° ,时间延迟(δt)的标准偏差约为 0.4 s。其它台站也有大致相同量级的偏差。

在单事件分析的基础上,进行多事件分析,以此作为反演的结果。对于CDSN的10个观测台,除LZH和QIZ台因没有得到可供分析的记录而没有进行分析外,本研究对8个观测台的资料进行了反演。这8个观测台的多记录残差函数的等值线图示于图6。图中台站编码右侧的数字表示所采用的记录数量。这些台站的经纬度数及这些等值线图的极小值所得到的各台站下介质的各向异性参数列于表2。

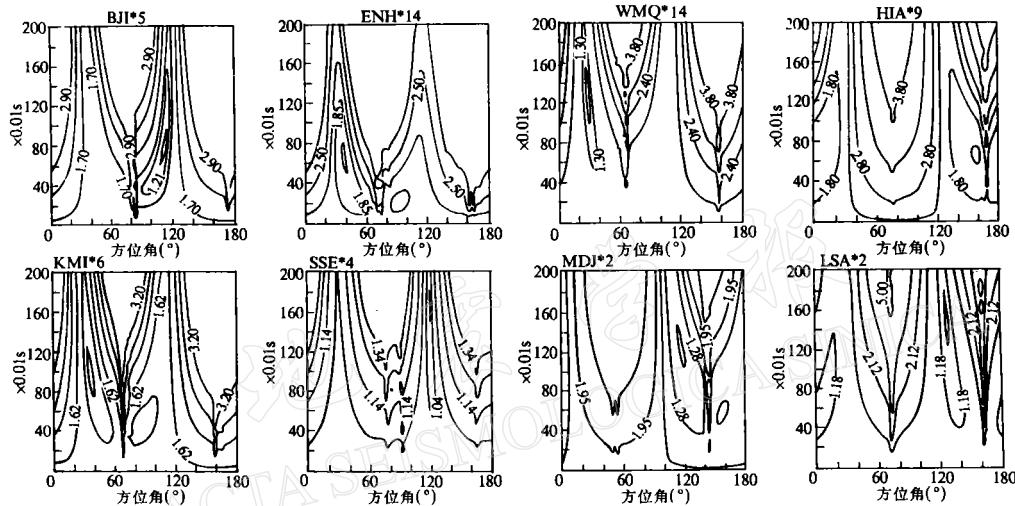


图6 各观测台多事件残差函数的等值线图。台站代码右侧的数字表示出所使用的事件的数量

表2 S波分裂分析结果

台 站	纬度, ($^{\circ}$ N)	经度, ($^{\circ}$ E)	记录数	延迟时间, s	S波快速轴方位角, ($^{\circ}$)
BJI	40.0403	116.1750	5	0.8	110
ENH	30.2717	109.4868	14	0.7	37
KMI	25.1232	102.7400	6	1.0	35
SSE	31.0956	121.1867	4	1.7	121
WMQ	43.8136	87.7047	14	1.2	30
HIA	49.2666	119.1666	9	0.7	160
MDJ	44.6163	129.5918	2	1.2	118
LSA	29.7008	91.1167	2	1.6	126

4 讨论与结论

通过对CDSN的8个观测台的SKS波形记录的分析,均发现了明显的S波分裂现象。图7给出了8个观测台的分布图,在每一个观测台的位置上,用箭头标明了反演得到的快速轴的方向,黑圆圈的大小表示出时间延迟的程度。对于本研究所分析的8个观测台,时间延迟在 0.7 — 1.7 s之间。Silver和Chan(1988)和Vinnik等(1989b)分别分析了位于美

洲大陆和欧洲大陆的观测台的 SKS 记录,发现在相隔 1000 km 甚至更短距离的两个观测点上,快速 S 波的方向和时间延迟相差很大,并由此推论,引起 SKS 剪切波分裂的主要原因是上地幔的各向异性,而不在于核幔边界或下地幔.

已有的研究表明,上地幔的各向异性可以用应变引起的地幔中的矿物质的结晶优势排列来解释(Silver and Chan, 1991). 构成上部地幔岩石最主要的矿物质是橄榄岩,由于应变导致晶格点阵的优势排列,使岩石总体的弹性率具有各向异性. 如果假定上地幔中 50%—70% 是橄榄岩,并且其中有 15% 的橄榄岩的结晶轴的方向是一致的,那么 1 s 的时间延迟大致相当于地震波在各向异性介质中的传播距离为 115 km (Silver and Chan, 1991). 因此,本研究所得得到的结果暗示,引起 SKS 剪切波分裂的各向异性层的厚度大致为 80—190 km 之间. 这个范围与由上地幔中的高导层和低速层所推断的中国大陆下岩石层的厚度大致相符(宋仲和等, 1986; 刘国栋、朱英, 1991).

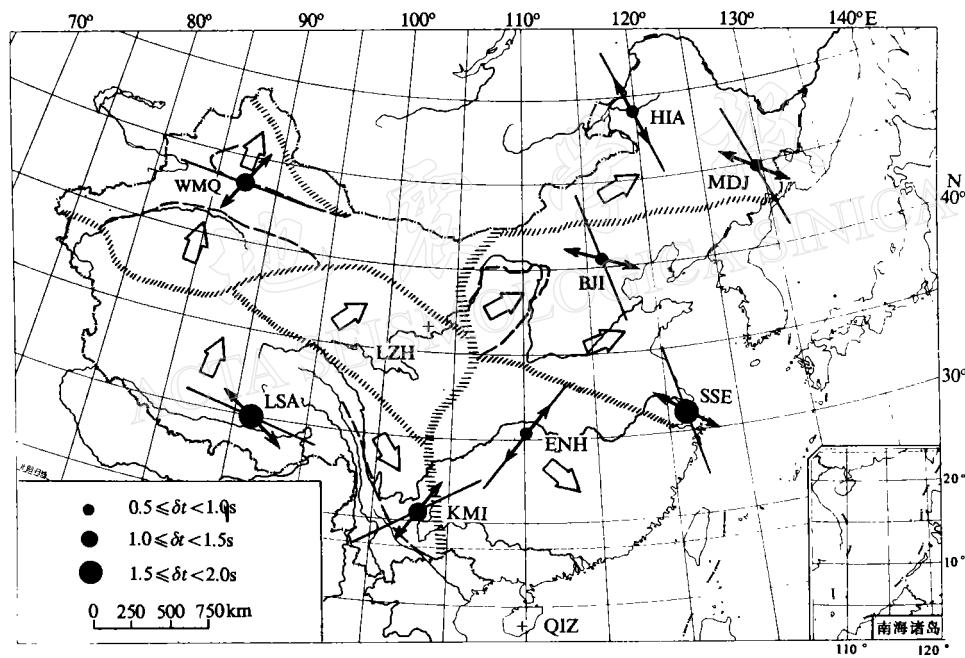


图 7 方位各向异性的反演结果

各观测台位置上的带箭头的粗线表示反演得到的快速轴的方向,黑圈大小表示时间延迟的程度,

斜线为亚板块的边界,空心箭头表示亚板块相对于西伯利亚的运动方向(丁国瑜、卢演伟,

1991). 各观测台站位置上的细长线表示由亚板块形变状态推测的剪切波快速轴的方向

橄榄石多晶体的形变实验的结果表明,橄榄石的结晶与形变状态有关,因而各向异性的特征可能反映了地幔的过去或现今的形变状态. 为了探讨中国大陆地幔各向异性的起源,我们将本研究所得的结果与中国大陆最近一次构造运动以来的形变场进行了比较. 图 7 中,中国大陆被划分为几个亚板块,这些块体的边界是:(1)能够反映深部过程的活动构造带,或(2)地震活动带,或(3)地球物理场的变异带(丁国瑜、卢演伟, 1991). 丁国瑜和卢演伟(1991)根据晚第三纪以来的活断层资料,利用与西部各块体和褶皱带晚第三纪夷

平面变形抬升幅度及褶皱带两侧断裂逆冲速率的资料,大体估算了块体和褶皱带的缩短形变速率,并根据新褶皱轴和活动逆冲断层走向,确定了各个块体的相对运动方向。图中的空心箭头表示出至少上新世,特别是更新世晚期和全新世以来这些块体整体相对于西伯利亚的相对运动方向。由于这些方向的后边界的运动速率大于前缘的运动速率,所以,这些相对运动方向也即块体水平向缩短的方向。

根据橄榄石多晶体的形变实验的结果,在橄榄石受压缩的情况下,橄榄石的结晶 a 轴沿着最大伸长方向优势排列(Nicolas and Poirier, 1976)。因此,快速 S 波的振动方向很可能是与最近一次造山运动所造成的压缩方向相垂直(Silver and Chan, 1991)。根据上述推理的各向异性与应变的关系,以及各观测台站所在块体的总体的形变状态,我们可以估计各台站下介质的快速 S 波的振动方向。作为比较,图 7 中我们也给出了推测的快速 S 波的振动方向。

通过图 7 的比较可以看出,在大部分台站上,反演的结果与由地幔应变所推测的结果十分一致。特别是 HIA 台和 ENH 台,观测结果与推测结果几乎完全一致。但是,也有个别台站,例如 WMQ 台,这两个结果相差很大。对于 WMQ 台,我们获得了较多的可用于分析的记录,各单个记录的结果与多记录反演结果之间有着较好的一致性(图 3)。并且,Silver and Chan (1991) 采用完全不同的方法,对 WMQ 台记录的 SKS 震相进行了分析,得到了与本研究几乎相同的结果。应该说反演的结果是较可靠的。由此看出,这一可靠的观测事实的起因是复杂的。此外,对于某些台站,例如 MDJ 和 LSA 台,由于可使用的记录较少(仅 2 个记录),所以,所得到的结果包含着较大的不确定性。总之,为了进一步解释地幔 S 波分裂的观测结果,还需要更多高质量的观测资料,以及关于原地介质状态的更多更局部的信息。

中国数字地震台网提供了本研究所使用的三分量宽频带数字地震记录,在此深表谢意。

参 考 文 献

- 丁国瑜、卢演伟,1989. 板内块体的现代运动,中国岩石圈动力学地图集, p. 21. 马杏垣(主编). 地质出版社,北京.
- 丁国瑜、卢演伟,1991. 活动亚板块、构造块体的相对运动,中国岩石圈动力学概论, 142—152. 丁国瑜(主编). 地震出版社,北京.
- 刘国栋、朱英,1991. 岩石圈的非均匀性及结构的基本特征,中国岩石圈动力学概论, 76—90. 丁国瑜(主编). 地震出版社,北京.
- 宋仲和、安昌强、陈立华、仇志荣,1986. 中国大陆和边缘海的上地幔 P 波速度结构. 地震学报, 8, 263—274.
- 中国数字地震台网,1990. 中国数字地震台网文集,1—489. 学术书刊出版社,北京.
- Ando, M., Ishikawa, Y. and Wada, H., 1980. S-wave anisotropy in the upper mantle under a volcanic area in Japan. *Nature*, 286, 43—56
- Dziewonski, A. M. and Anderson, D. L., 1981. Preliminary reference earth model. *Phys. Earth Planet. Int.*, 25, 297—356.
- Fukao, Y., 1984. Evidence from core-reflected shear waves for anisotropy in the earth's mantle. *Nature*, 309, 695—698.
- Mochizuki, E., 1986. The free oscillations of an anisotropic and heterogeneous earth. *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, 86, 167—176.

- Nicolas, A. and Poirier, J. P. , 1976. *Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks*, pp444. John Wiley and Sons, New York.
- Shimamura, H. , Asada, T. , Suehiro, K. , Yamada, T. and Inatani, H. , 1983. Longshot experiments to study velocity anisotropy in the oceanic lithosphere of the northwestern Pacific. *Phys. Earth Planet. Int.* , **31**, 348—362.
- Silver, P. G. and Chan, W. W. , 1988. Implications for continental structure and evolution from seismic anisotropy. *Nature* , **335**, 34—39.
- Silver, P. G. and Chan, W. W. , 1991. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation. *J. Geophys. Res.* , **96**, 16429—16454.
- Tanimoto, T. and Anderson, D. L. , 1984. Mapping convection in the mantle. *Geophys. Res. Lett.* , **84**, 287—290.
- Vinnik, L. P. , Farra, V. and Romanowicz, B. , 1989. Azimuthal anisotropy in the earth from observation of SKS at GEOSCOPE and NARS broadband stations. *Bull. Seism. Soc. Amer.* , **79**, 1542—1558.
- Vinnik, L. P. , Kind, R. , Kosarev, G. L. and Makeyeva, L. I. , 1989b. Azimuthal anisotropy in the lithosphere from observations of long-period S waves. *Geophys. J. Int.* , **99**, 549—559.