中国科学: 地球科学 2011 年 第 41 卷 第 5 期: 686 ~ 699
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

鄂尔多斯块体及周缘上地幔各向异性研究

常利军*, 王椿镛, 丁志峰

中国地震局地球物理研究所, 北京 100081
*E-mail: ljchang@cea-igp.ac.cn

收稿日期: 2010-01-05; 接受日期: 2010-08-05
国家自然科学基金(批准号: 40904023, 90914005)、中国地震局地球物理研究所基本科研业务专项(编号: DQJB06B06, DQJB10B16)和科技部科技基础性项目(编号: 2006FY110100)资助

摘要 对布设在鄂尔多斯块体及周缘的固定和流动宽频带地震台网共 111 个台站记录作远震 SKS(SKKS)波形资料偏振分析, 采用最小切向能量的网格搜索和叠加分析求得每一个台站的 SKS(SKKS)快波偏振方向和快、慢波的延迟时间, 获得了鄂尔多斯块体及周缘上地幔各向异性图像. 在鄂尔多斯块体西缘和北缘, 各向异性的快波方向为 NW-SE 方向, 一致性较好; 在鄂尔多斯多斯块体南缘, 快波方向主要是 NWW-SEE 和近 EW 方向; 在鄂尔多斯块体东缘, 快波方向总体表现为近 EW 方向, 间有 NEE-SWW 方向和 NWW-SEE 方向. 在鄂尔多斯块体内部, 快波方向在北部是近 NS 方向, 而南部则是近 EW 方向. 快、慢波的时间延迟范围是 0.48~1.50 s, 鄂尔多斯块体内部的时间延迟平均值小于其周缘地区. 通过分析研究区各向异性特征, 认为构造稳定的鄂尔多斯块体内部的各向异性主要来自于古老的华北克拉通保存的"化石"各向异性; 青藏高原东北缘向 NE 方向的推挤, 造成岩石圈 NW-SE 方向的拉张伸展, 鄂尔多斯块体西缘和北缘下的上地幔物质沿 NW-SE 方向发生了形变, 使得上地幔中橄榄岩的晶格排列方向平行于物质形变的方向; 在鄂尔多斯块体南缘, 刚性的华北块体和扬子块体碰撞作用, 使得各向异性快波方向平行于两个刚性块体的碰撞边界和秦岭造山带的走向. 结合该区域绝对板块运动和速度结构研究, 认为在秦岭造山带下可能存在一个青藏高原物质东流的地幔流通道; 在鄂尔多斯块体东缘的汾河地堑和太行山, 相对复杂的各向异性特征可能由于西太平板块俯冲、区域伸展构造、造山运动等共同作用引起的. 对于 YCI 台得到的各向异性参数(快波方向变化范围是 45°~106°, 时间延迟变化范围是 0.6~1.5 s)随事件反方位角呈现出$\pi/2$ 周期的变化, 符合双层各向异性模型. 基于 0.125 Hz 的主频和实测的各向异性参数, 我们模拟得到了最佳的双层各向异性模型, 下层 φ_{lower}=132°, δt_{lower}=0.8 s, 上层 φ_{upper}=83°, δt_{upper}=0.5 s. 上层各向异性归功于古老克拉通保留的"化石"各向异性, 下层各向异性则受到了青藏高原东北缘 NE 方向推挤导致的岩石圈 NW-SE 方向的拉张伸展作用. 通过该区域各向异性快波方向与全球定位系统(GPS)的观测结果的对比分析, 鄂尔多斯块体的周缘壳幔变形符合垂直连贯变形模式, 而其内部变形复杂, 有待进一步研究.

关键词
鄂尔多斯块体
上地幔各向异性
SKS 波
快波方向
岩石圈变形

英文引用格式: Chang L J, Wang C Y, Ding Z F. Upper mantle anisotropy in the Ordos Block and its margins. Sci China Earth Sci, 2011, 54: 888–900, doi: 10.1007/s11430-010-4137-2

鄂尔多斯块体位于华北克拉通西部, 紧邻青藏高原, 其构造活动和动力学问题一直受到地学工作者的重视. 它南抵秦岭-祁连造山带, 北缘以阴山为界, 东缘以吕梁山为界, 西缘以贺兰山和六盘山为界, 是我国中生代、新生代以来构造活动中起重要作用的刚性块体[1]. 鄂尔多斯块体内部稳定, 具有很好的整体性, 没有发生过 6 级以上地震, 但它的周缘则在不同期次的构造应力环境之中, 形成了显著差异的周缘构造特征, 地震活动强烈, 据史料记载仅 8 级以上地震就发生过 5 次, 是中国大陆的一个强震活动带[2~5]. 中生代以来, 华北克拉通中东部(中部的燕山-太行造山带和东部的华北裂谷盆地)遭受了强烈的改造, 发生了巨厚岩石圈减薄(>100 km), 西部的鄂尔多斯块体则属于克拉通型块体, 比较稳定[6~9].

鄂尔多斯块体及周缘以其特殊的地质构造背景颇受地学工作者的关注, 对其深部结构和动力学过程研究具有重要意义. 地震各向异性是了解壳幔形变的有效方法之一. 这一结果不仅能了解板块内部的形变特征, 而且能够提供与板块构造运动有关的下覆岩石圈的地幔形变状况. 一般来说, 上地壳各向异性被认为主要是由于大量裂隙在应力作用下定向排列造成的, 中下地壳主要由各向异性矿物(如黑云母和角闪石)晶格的优势排列引起的[10]. 地壳各向异性的快波方向基本上与活动断裂走向一致, 与区域水平主压应力相关, 这对研究大陆地壳运动和地震监测都很重要[11,12]. 上地幔各向异性一般被认为是由于形变导致橄榄岩等矿物晶格的优势排列引起的[13]. 产生地幔物质形变的原因可能多种多样, 但最为直接的原因是板块运动. 板块运动的速度和方向在很大程度上决定着上地幔各向异性的强度和方向. 长期以来, 许多学者一直关注中国大陆下方的地幔变形问题, 并进行大量与地幔变形有关的介质各向异性研究[14~21]. 在鄂尔多斯块体及其周缘, Wang 等[22]和 Huang 等[23]在利用布设在鄂尔多斯南缘和六盘山两侧的流动地震台站记录的数据进行了相关研究, Zhao 等[24]对沿 39.5°N 布设并横跨鄂尔多斯块体的流动地震剖面台站记录到的远震 SKS 波进行了分裂研究, Liu 等[25]和常利军等[26~28]得到了鄂尔多斯周缘部分固定台站记录的 SKS 波分裂结果. 这些研究结果为研究鄂尔多斯块体及周缘上地幔各向异性和认识其变形特征具有重要的意义. 但由于台站分布和数量的限制, 对块体及周缘整体的上地幔各向异性特征的认识还不够全面. “十五”期间中国地震观测系统得到了迅速的发展, 全国各省相继建立了相对密集的区域台网[29]. 与此同时, 一批重点科研项目也布设了大量的流动地震台站, 如华北科学台阵. 鄂尔多斯地块及周缘形成了一个拥有 100 多个宽频带固定地震台站和流动地震台站组成的台网(图 1), 除研究区西北部的沙漠地带的台站相对较少外, 其他研究区域台站分布的均匀性和密度都比较好, 它将有助于对鄂尔多斯块体及周缘上地幔各向异性和地球动力学研究的深入.

1 资料

本文收集了鄂尔多斯块体及周缘地震台网的 105 个宽频带固定台站(2007 年 7 月~2009 年 11 月, 其中 YCI 台为 2003 年 1 月~2009 年 11 月)和 6 个宽频带流动台站的数字记录(2006 年 11 月~2009 年 3 月)(图 1 和表 1). 远震事件选取的标准是: 震级大于 5.5 级的深源地震(震源深度>150 km)或震级大于 6 级的浅源地震(震源深度<150 km), 震中距在 85°~110°范围内. 本研究总共选取了 67 个远震事件. 图 2 显示了本文用于 SKS(SKKS)波分裂测量的地震事件分布. 地震事件主要集中在南太平洋地区的斐济-汤加一带, 其他地区也有一定分布, 总体上事件方位分布满足研究要求.

2 方法

本文使用的 SKS(SKKS)波分裂分析方法包括两个步骤: 首先用 SC 方法(即最小切向能量的网格搜索法[13]分析不同方位的单个事件确定的各向异性参数及其误差; 然后对一组由远震事件得到的台站下方各向异性参数进行“叠加”处理[30].

震中距为 85°~110°远震 SKS 波, 是近垂直入射到地面台站下方的. 在各向同性介质中, SKS 波在穿过核幔边界时, 由 P 波转换为 S 波时, S 波只有径向分量(SV 波), 没有切向分量(SH 波). 如果地幔中存在各向异性介质, 则 SKS 波分裂成一对偏振方向正交的快、慢波. SKS 波在到达地震台站时, 其快波存在偏振(方向记为φ), 且快、慢波之间存在到时差(记为δt). 这组参数对(φ, δt)用于描述上地幔各向异性. SKS 波在进入各向异性层前, 切向能量为零, 如果能

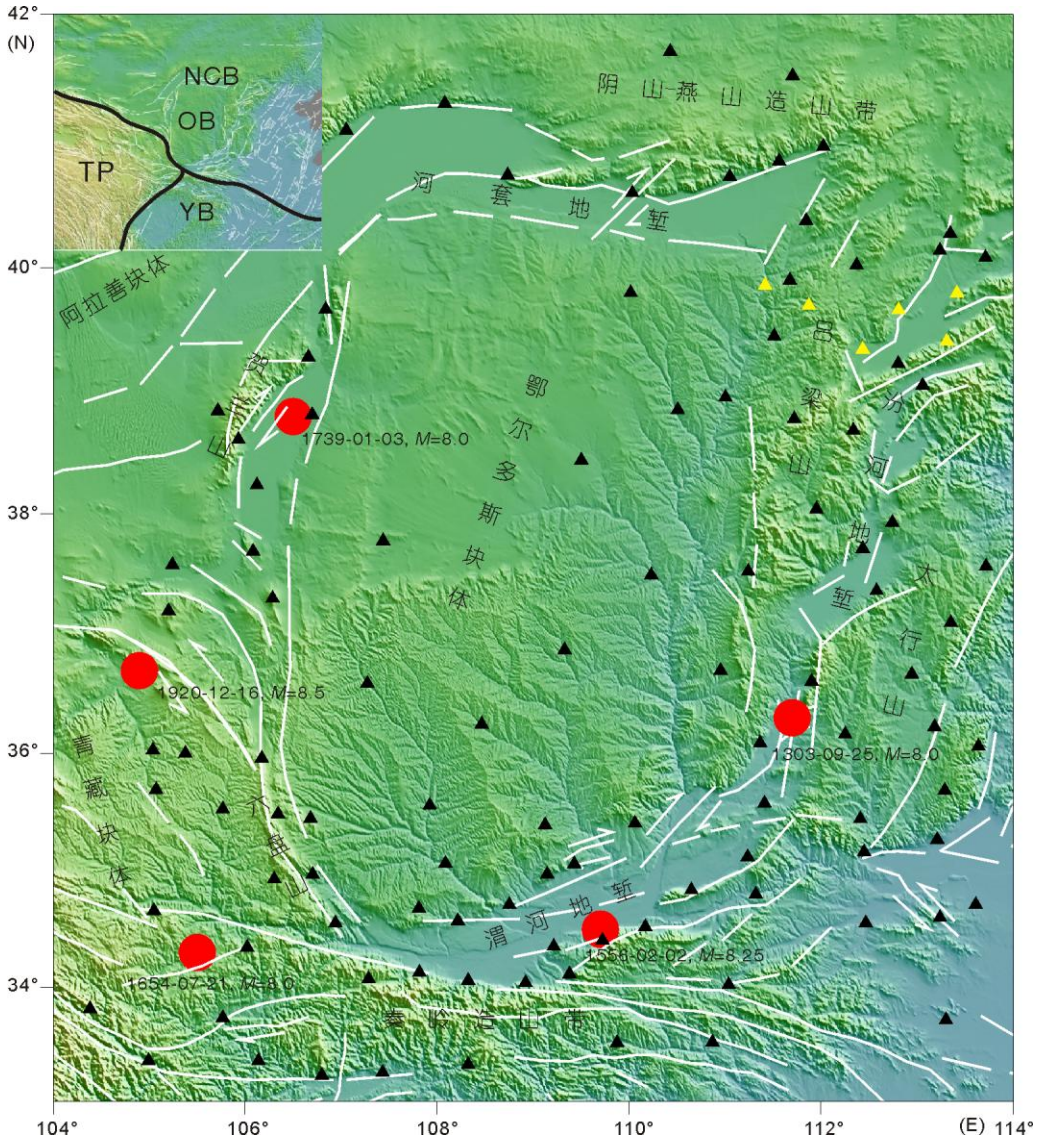

图 1　研究区构造背景和台站分布图

黑色三角形代表固定台站, 黄色三角形代表流动台站, 红色圆代表 8 级以上地震事件, 白色线段代表断裂. OB 为鄂尔多斯块体, NCB 为华北块体, TP 为青藏块体, YB 为扬子块体, 粗黑线为块体边界

找到某对值(φ, δt), 对观测记录校正, 使切向能量 $E_t(\varphi, \delta t)$ 最小, 则可推断出介质的各向异性参数. 首先, 将东西向和南北向的波形转到径向和切向上, 看切向能量是否明显, 能量明显则存在各向异性, 远震 SKS 波的周期为 10 s 左右, 一般地幔的快、慢波到时差为 1~2 s 左右; 其次, 根据鄂尔多斯及周缘的构造特点, 我们在较大的(φ, δt)范围内进行搜索: φ的取值范围是 0°~180°, 间隔为 1°, δt 的取值范围是 0~4 s, 间隔为 0.05 s, 在所有可能值(φ, δt)范围内找到切向能量为最小的那对值, 作为 S 波分裂参数的解, 其解的误差的估计用 F-试验的置信区域来表示, 置信度一般为 95%. 图 3 显示了对 2008 年 9 月 1 日 4 点 00 分斐济群岛南 M_w6.0 地震在 QLIT 台的记录所作的 SKS 分裂分析. 图 3(a)中切向分量明显, 说明 SKS 波在传播路径上遇到各向异性介质层, 发生分裂, 使质点运动轨迹由原来的线性偏振变为图 3(b)中的椭圆偏振. 对不同的(φ, δt)重建的理论图中的 Et 值画出等值线(图 3(i)), 从中找到最小值(即星号*对应的位置),

表 1　鄂尔多斯块体及周缘各台站 SKS 波分裂参数 [a)]

台站	经度(E)	纬度(N)	φ (°)	$\Delta\varphi$ (°)	δt (s)	$\Delta\delta t$ (s)	事件数	备注
CXT	105.8°	33.7°	113.7°	13.1	0.90	0.15	13	1, 据文献[26]
DXI	104.6°	35.6°	101.2°	4.1	0.71	0.07	7	1, [26]
HCH	108.5°	36.3°	98.2°	10.8	0.67	0.10	3	1
HNT	105.1°	35.7°	114.5°	2.1	0.90	0.08	7	1
HXT	107.3°	36.6°	112.3°	12.5	0.56	0.15	2	1
JNT	105.8°	35.5°	142.3°	2.1	1.33	0.05	16	1
NXT	107.9°	35.6°	100.4°	24.9	0.48	0.24	2	1
PLT	106.7°	35.4°	129.8°	2.1	1.20	0.08	24	1, 据文献[26]
TSS	106.0°	34.3°	122.7°	1.6	1.05	0.14	11	1, 据文献[26]
WDT	105.0°	33.4°	107.5°	9.6	0.90	0.12	12	1, 据文献[26]
WSH	105.1°	34.7°	130.9°	1.7	1.04	0.10	8	1
ZHC	106.3°	34.9°	128.0°	6.1	1.16	0.20	6	1
ZHQ	104.4°	33.8°	116.1°	4.4	1.24	0.24	4	1, 据文献[27]
DA	111.3°	34.8°	93.1°	9.0	0.92	0.10	15	2
JS	113.2°	34.6°	86.5°	3.2	1.27	0.05	15	2
JY	112.5°	35.2°	93.5°	1.8	1.28	0.05	24	2
JZ	113.2°	35.3°	104.6°	2.1	1.40	0.08	19	2
LS	111.0°	34.0°	106.7°	2.1	1.10	0.08	13	2
LYN	112.5°	34.6°	101.2°	2.0	1.02	0.06	37	2, 据文献[28]
PDS	113.3°	33.7°	97.4°	3.4	1.45	0.08	20	2
BHS	112.0°	41.0°	9.6°	9.4	0.68	0.12	8	3
BLM	110.4°	41.7°	137.4°	2.1	0.95	0.08	17	3
BTO	110.0°	40.6°	153.2°	5.0	1.10	0.08	7	3
BYT	105.7°	38.8°	137.6°	2.3	1.31	0.07	15	3
CSQ	111.0°	40.7°	156.2°	4.1	0.68	0.05	14	3
DSH	110.0°	39.8°	158.6°	6.4	0.93	0.09	9	3
DSM	107.1°	41.1°	129.5°	4.7	0.86	0.10	7	3
HHC	111.6°	40.8°	167.2°	2.4	0.73	0.01	75	3, 据文献[28]
HLG	111.8°	40.4°	152.2°	3.7	0.94	0.13	21	3
LCH	112.5°	40.5°	176.4°	8.6	1.06	0.10	15	3
QSH	111.7°	39.9°	164.7°	3.4	0.60	0.07	10	3
WJH	108.1°	41.3°	119.5°	1.7	1.05	0.08	14	3, 据文献[28]
WLH	111.7°	41.5°	120.2°	1.6	1.12	0.10	13	3
WUH	106.8°	39.7°	132.6°	1.7	0.76	0.07	15	3
XSZ	108.7°	40.7°	158.7°	3.7	0.98	0.05	34	3
GYU	106.2°	36.0°	148.0°	2.7	1.20	0.02	28	4
HYU	105.0°	36.0°	128.0°	3.3	1.02	0.11	6	4
JYU	106.3°	35.5°	147.8°	3.5	1.20	0.08	6	4
LWU	106.1°	38.2°	121.6°	8.4	1.24	0.22	3	4
NSS	106.1°	37.7°	132.0°	1.7	1.28	0.05	26	4
SZS	106.7°	39.3°	133.5°	2.1	0.74	0.04	30	4
TLE	106.7°	38.8°	118.5°	9.5	0.91	0.12	3	4
TXN	106.3°	37.3°	137.4°	2.0	1.50	0.07	18	4
XJI	105.4°	36.0°	137.9°	1.8	1.07	0.07	22	4
XSH	105.2°	37.2°	139.5°	1.5	1.42	0.06	29	4
YCH	105.9°	38.6°	135.8°	2.1	1.42	0.08	39	4, 据文献[26]

续(表 1)

台站	经度(E)	纬度(N)	φ(°)	$\Delta\varphi$(°)	δt(s)	$\Delta\delta t$(s)	事件数	备注
YCI	107.4°	37.8°	94.8	7.1	0.82	0.17	16	4
ZHW	105.2°	37.6°	134.8	1.5	1.34	0.06	23	4
BIXT	108.1°	35.1°	107.6	5.5	0.76	0.07	9	5
FUPI	109.1°	35.0°	127.6	8.0	0.63	0.24	2	5
HEYT	110.1°	35.4°	116.3	2.5	0.90	0.08	10	5
HUAX	109.7°	34.4°	95.6	3.0	0.88	0.06	19	5
HUYT	110.2°	34.5°	97.2	3.1	1.00	0.00	18	5
HZHG	107.4°	33.3°	96.2	3.9	0.66	0.08	12	5
JYAT	108.8°	34.7°	89.4	11.6	0.85	0.13	2	5
LANT	109.4°	34.1°	99.0	5.6	0.85	0.08	4	5
LINT	109.2°	34.4°	104.2	5.2	1.28	0.15	3	5
LIYO	107.8°	34.7°	99.5	2.5	0.88	0.05	19	5
LOXT	106.7°	35.0°	121.0	1.6	1.30	0.10	15	5
LUYA	106.1°	33.4°	107.7	11.5	0.89	0.15	4	5, 据文献[27]
MEIX	107.8°	34.1°	105.9	2.1	1.07	0.05	21	5
MIAX	106.8°	33.2°	69.7	10.4	0.50	0.10	8	5, 据文献[27]
NSHT	108.3°	33.3°	83.7	2.8	0.70	0.08	19	5
PCHT	109.4°	35.1°	116.7	4.7	0.84	0.24	5	5
QLIT	108.2°	34.6°	91.2	2.4	1.10	0.05	26	5
SHAZ	109.9°	33.5°	103.5	3.7	0.65	0.06	3	5
SHNA	110.9°	33.5°	99.2	2.1	1.18	0.05	18	5
SHWA	106.9°	34.6°	100.1	9.4	0.57	0.20	5	5
SUDE	110.2°	37.5°	109.2	12.9	0.61	0.12	5	5
TABT	107.3°	34.1°	102.7	3.1	0.82	0.08	24	5, 据文献[27]
TOCH	109.1°	35.4°	117.6	6.0	0.80	0.09	5	5
XAN	108.9°	34.0°	95.1	1.7	1.28	0.05	51	5, 据文献[28]
YAAN	109.3°	36.9°	73.3	2.4	0.62	0.05	24	5
YULG	110.5°	38.9°	174.2	4.8	0.89	0.05	20	5
YULT	109.5°	38.4°	–	–	–	–	0	5
ZOZT	108.3°	34.1°	98.7	2.6	1.30	0.08	19	5, 据文献[27]
ANZ	112.3°	36.2°	70.5	7.4	0.92	0.16	16	6
BOD	111.0°	39.0°	168.0	5.6	0.63	0.05	24	6
CHZ	113.2°	36.2°	90.6	2.4	1.18	0.05	18	6
DAX	113.1°	39.1°	86.8	7.2	0.62	0.08	13	6
DOS	112.7°	37.9°	131.9	2.4	0.65	0.08	6	6
HMA	111.4°	35.6°	85.7	6.8	0.55	0.08	12	6
HZH	111.9°	36.6°	100.9	3.2	0.72	0.03	19	6
JIC	112.4°	37.7°	59.0	2.6	0.73	0.05	19	6
KEL	111.7°	38.8°	–	–	–	–	0	6
LIC	113.3°	35.7°	73.0	3.6	0.95	0.05	26	6
LIF	111.4°	36.1°	–	–	–	–	0	6
LIS	111.2°	37.5°	102.0	2.3	0.68	0.05	24	6
LOF	112.0°	38.0°	112.9	7.4	0.69	0.21	7	6
NIW	112.3°	38.7°	–	–	–	–	0	6
PIG	111.5°	39.5°	148.0	4.1	0.50	0.10	8	6
SHZ	113.2°	40.1°	140.6	4.1	0.91	0.16	7	6

续(表 1)

台站	经度(E)	纬度(N)	φ (°)	$\Delta\varphi$ (°)	δt (s)	$\Delta\delta t$ (s)	事件数	备注
SZZ	113.7°	40.1°	136.7	12.3	1.32	0.29	1	6
TAG	112.6°	37.4°	72.9	6.6	0.60	0.08	16	6
TIY	113.0°	38.4°	111.8	2.6	1.14	0.28	8	6, 据文献[28]
XAX	111.2°	35.1°	74.2	3.4	0.88	0.05	16	6
XAY	112.9°	36.7°	100.7	2.0	0.95	0.05	19	6
XIX	111.0°	36.7°	73.7	5.2	0.64	0.05	20	6
XIY	113.7°	37.6°	71.2	2.4	0.98	0.05	8	6
YAC	112.4°	35.4°	80.0	1.9	1.22	0.05	29	6
YJI	110.6°	34.8°	92.4	6.5	0.65	0.08	12	6
YMG	112.8°	39.2°	111.5	6.2	0.74	0.09	5	6
YUY	112.4°	40.0°	149.6	2.3	0.93	0.05	17	6
ZCH	113.3°	40.3°	135.4	4.6	1.01	0.21	4	6
ZOQ	113.4°	37.1°	101.4	4.5	0.80	0.06	12	6
A801	112.8°	39.7°	134.3	4.5	1.20	0.15	10	7
A804	113.3°	39.4°	112.2	23.6	0.75	0.35	5	7
A805	113.5°	39.9°	130.6	9.2	0.95	0.21	5	7
L201	111.4°	39.9°	143.6	4.7	0.70	0.08	17	7
L204	111.8°	39.7°	164.7	20.1	0.64	0.08	6	7
L207	112.3°	39.4°	135.9	3.9	0.90	0.13	10	7

a) 表中φ和$\Delta\varphi$分别表示快波偏振方向和相应的误差, δt 和$\Delta\delta t$ 是快、慢波的时间延迟和相应的误差. "–"代表没有找到有效的分裂事件. 备注栏中注明该台站属于: 1. 甘肃区域数字地震台网; 2. 河南区域数字地震台网; 3. 内蒙古区域数字地震台网; 4. 宁夏区域数字地震台网; 5. 陕西区域数字地震台网; 6. 山西区域数字地震台网; 7. 华北地震科学台阵

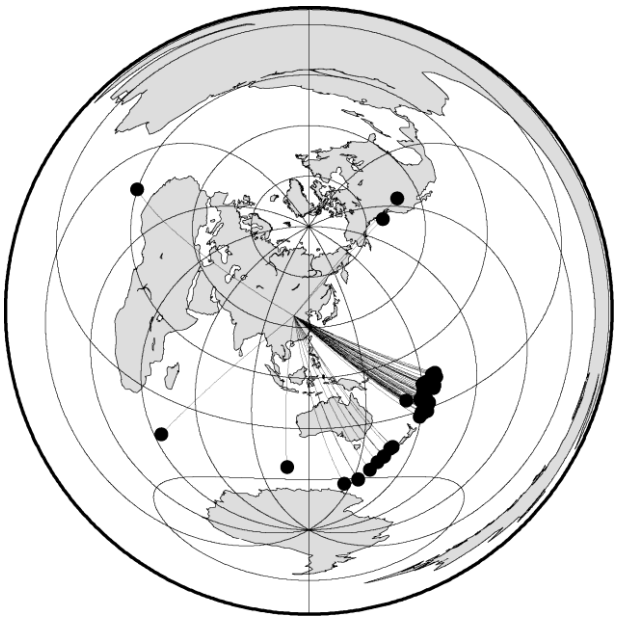

图 2　研究中所用地震事件的震中分布(黑点)

其相应的(φ, δt)即为所求. 由图 3(c)可见, 经过各向异性校正后的地震记录, 其切向分量已变得很小, 图 3(d)中质点的运动轨迹也由椭圆变成了直线, 而且图 3(g)中校正后的快、慢波起始相位也变得基本一致; 说明计算出的分裂参数具有较高的可靠性.

在利用 SC 方法分析出不同方位的单个事件决定的各向异性参数及其误差的基础上, 利用"叠加"分析方法对由一系列远震事件得到的台站下方各向异性参数结果进行处理. 假设某一台站有 N 个不同反方位的地震事件, 对其中的一个事件 i, 在网格搜索过程中, 不同的参数对(φ, δt)对应不同的切向能量 $E_t(\varphi, \delta t)_i$ 等值线. 首先将切向能量 $E_t(\varphi, \delta t)_i$ 用其最小切向能量作归一化处理, 然后将 N 个事件的切向能量 $E_t(\varphi, \delta t)_i$ 按照 $E_t(\varphi, \delta t) = \Sigma E_t(\varphi, \delta t)_i$ 进行求和, 并用网格搜索 $E_t(\varphi, \delta t)$ 中最小的切向能量, 与之相对应的那个参数对便是该台站下方最终的各向异性参数, 其相应的误差估计也作同样的处理. 对于不同信噪比、从不同方位来的远震 SKS 波, 这种方法能够提高结果的可靠性. 对于干扰背景较大的台站, 效果尤为明显. 图 4 显示了 QLIT 台从 2 个远震事件(2007 年 10 月 15 日 21 点 28 分 M_w6.1; 2008 年 12 月 9 日 6 点 23 分 M_w6.8)获得的 SKS 波分裂分析结果与使用

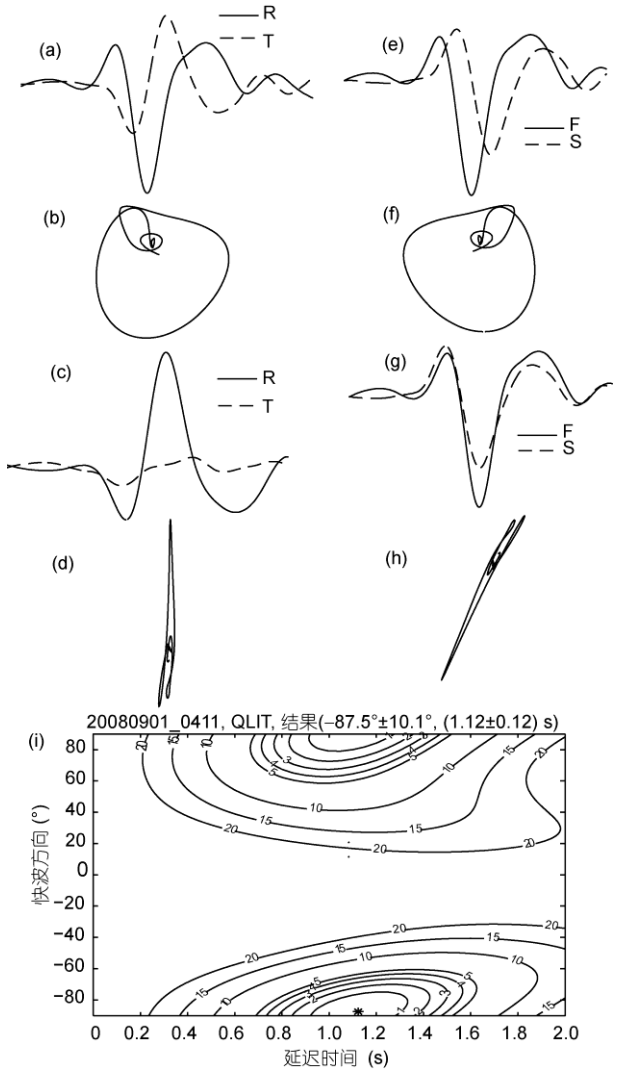

图 3　SKS 波分裂分析示例

(a), (b) 原始 SKS 震相转到径向和切向上的波形和质点运动轨迹; (c), (d) 经过各向异性校正后, SKS 波在径向和切向上的波形和质点运动轨迹; (e), (f) 将 SKS 波转到快波和慢波轴方向的波形和质点运动轨迹; (g), (h) 经过各向异性校正后, SKS 波在快波和慢波轴方向的波形和质点运动轨迹; (i) 切向能量等值线图

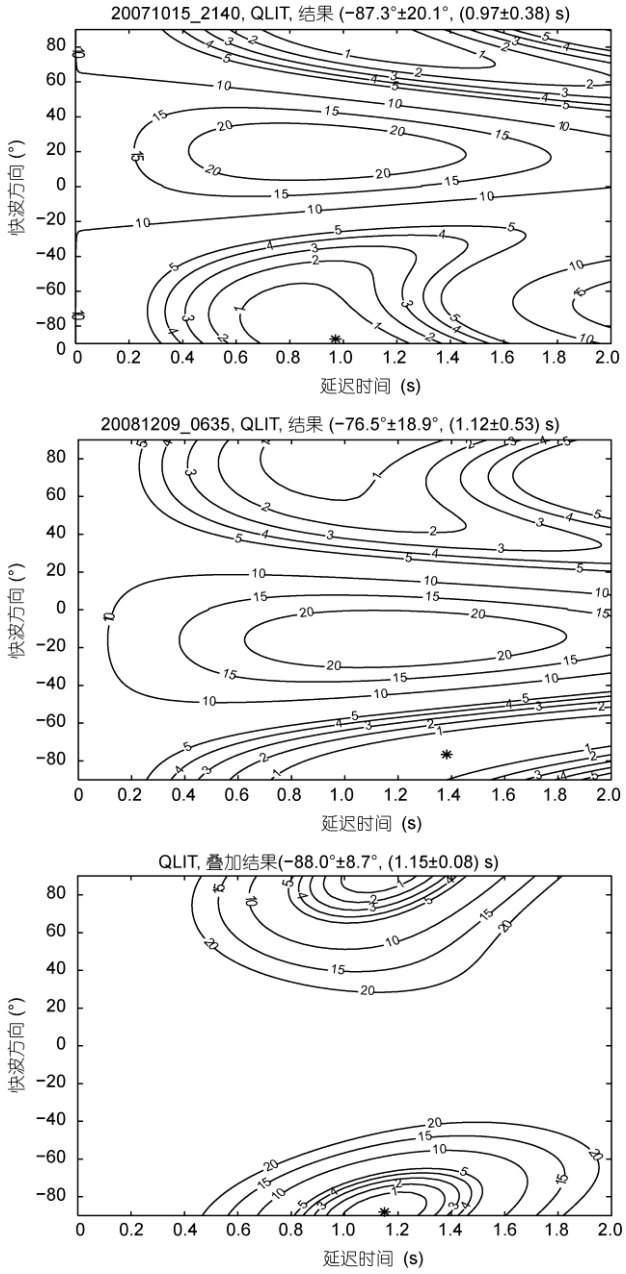

图 4　PLIT 台单个远震事件 SKS 波分裂分析的切向能量等值线图((a), (b))以及由这两个事件叠加得到的切向能量等值线图(c)

图中星号表示最佳分裂参数的位置

"叠加"处理后结果的比较, 这两个分裂参数误差较大的事件, 经过叠加之后最终分裂参数的误差明显减小.

3　研究结果和分析

表 1 列出了鄂尔多斯块体及周缘 111 个台站下方的各向异性参数. 其中 95 个是新近采用前面叙述的分析方法得到的. 其余部分本文作者已经发表过[26~28], 但对一些有新资料的台站重新进行了分裂分析. 图 5 显示了各台站各向异性参数的离散情况, 绝大部分台站的各向异性参数离散都很小, 只有 YCI 台的各向异性参数离散较大. 一般而言, 固定台站的观测条件较好, 背景噪音低, 可用于 SKS 波分裂分析的远震

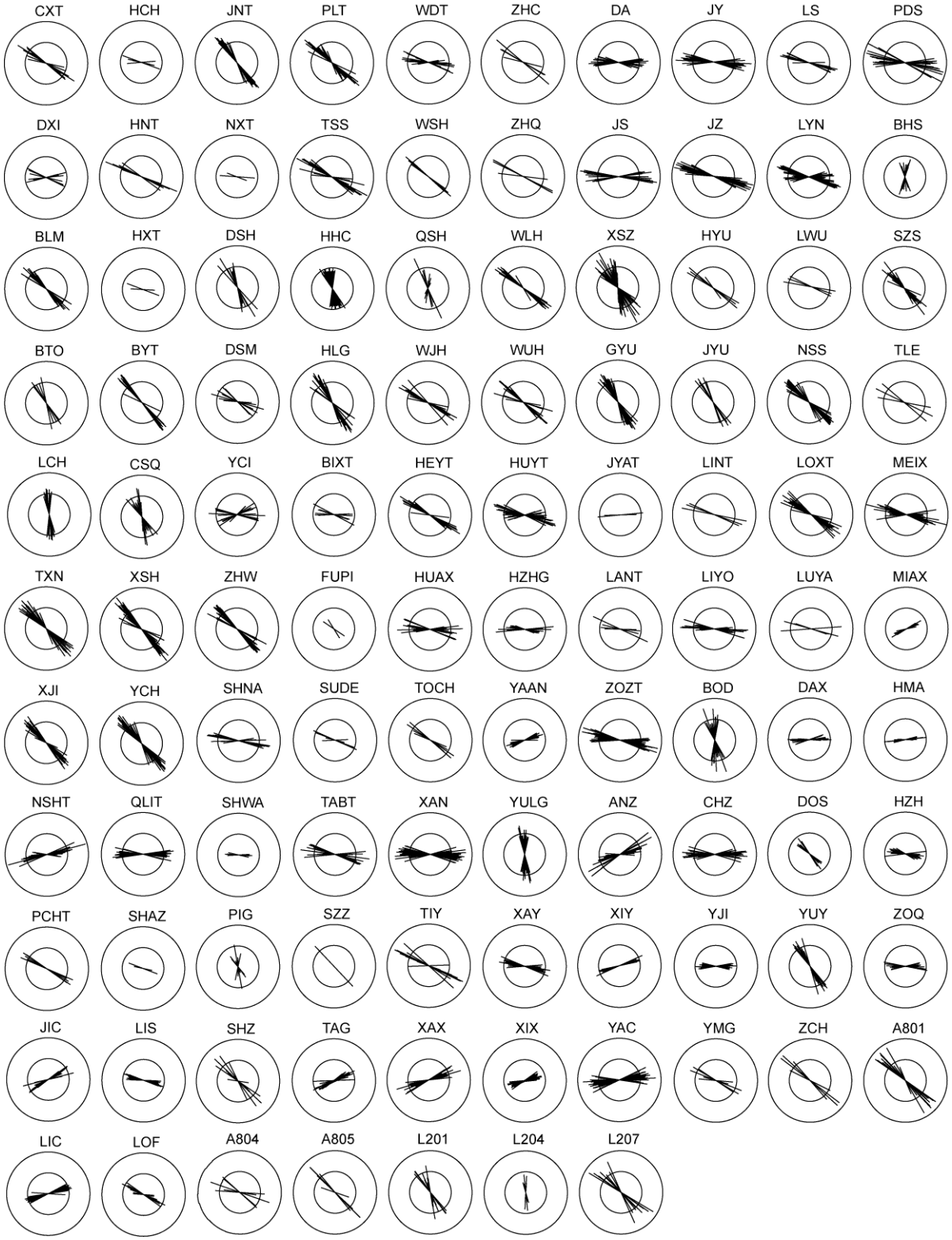

图 5　各台站 SKS 波分裂测量结果

图中同心圆的半径分别代表快、慢波延迟时间大小. 内圆半径为 1 s, 外圆半径为 2 s. 线段方向代表快波方向, 长度代表延迟时间大小

事件多, 因此SKS波分裂测量的质量高. 从表1看出, 大多数台站的测量结果质量都比较高, 其方位误差在 10°以内, 延迟时间的误差在 0.2 s 以内. 但是, YULT, KEL, LIF 和 NIW 台站由于切向分量小, 没有获得有意义的结果. 流动台站虽然观测条件较差, 但近两年半的观测获得可用于 SKS 波分裂分析的远震记录较多, 并且在单个事件分析的基础上进行"叠加"分析方法, 因而多数台站的分裂测量结果也比较好.

根据鄂尔多斯块体及周缘地震台站的远震 SKS 波形资料的偏振分析结果, 我们绘制了该地区的上地幔各向异性图像(图 6). 在鄂尔多斯块体西缘的青藏块体和鄂尔多斯块体与阿拉善块体交界带, 以及块体北缘的阴山-燕山造山带, 各向异性的快波方向为 NW-SE 方向, 一致性较好; 在鄂尔多斯多斯块体南缘, 秦岭造山带和渭河地堑两侧的快波方向主要是NWW-SEE和近EW方向; 在鄂尔多斯块体东缘的汾河地堑和太行山快波方向总体表现为近 EW 方向, 间有 NEE-SWW 方向和 NWW-SEE 方向. 在鄂尔多斯块体内部, 尽管台站数量不多, 但是我们可以初步得到该区南北是有差异的, 以 38°N 为界, 各向异性快波方向在块体北部是近 NS 方向, 而块体南部则是近 EW 方向, 这一结论还有待更多的观测资料来证实. 总体上, 鄂尔多斯块体及周缘的各向异性快波方向以 NW-SE, NWW-SEE 和近 EW 方向为主. 各台站得到各向异性快、慢波的时间延迟范围是 0.48~1.50 s, 其平均值大约为 1 s. 鄂尔多斯块体内部各台站得到的时间延迟平均为 0.71 s, 远小于其西缘的青藏块体各台站得到的时间延迟平均值 1.21 s, 也小于其南缘秦岭各台站延迟时间的平均值 1.02 s, 小于其东缘各台站延迟时间平均值0.95 s, 小于其北缘阴山-燕山造山带各台站时间延迟的平均值 0.92 s. 鄂尔多斯块体的各向异性不仅与周缘存在着差别, 而且块体内部南北也不同, 并且块体周缘各部分的各向异性也存在差异.

本文与罗艳等[18]的 HHC, YCH, TIY, XAN 和 LYN 台站结果相似, 与 Liu 等[25]的 HHC 和 XAN 台站的结果基本一致. 本文与 Wang[22]在六盘山两侧的结果一致, 与 Huang 等[23]在秦岭造山带得到结果一致, 并且与马禾青[31]在宁夏地区6个固定台站得到的结果一致. 同时, 本文在鄂尔多斯块体北部台站得到的快波方向与 Zhao 等[24]在相应台站附近得到的结果一致, 但是快、慢波时间延迟差别较大, 如 DSH 台站, 本文由 9 个事件得到快、慢波时间延迟为 0.93 s, 而 Zhao 等[24]在 DSH 台附近的 283 台站由 3 个事件得到的平均结果为 1.85 s. 本文与 Huang 等[23]在渭河地堑以北得到快波方向一致, 但是快、慢波时间延迟差异较大, 本文的快、慢波时间延迟虽然小于块体周边台站的结果, 但没有小到如 Huang 等[23]的结果(QL09 为 0.20 s; QL12 为 0.12 s; QL14 为 0.20 s; HL05 为 0.25 s; HL07 为 0.15 s). 这种差异可能是由于他们用于研究的流动台站观测资料时间较短, 事件有限, 以及资料处理和选择标准的不同造成的.

4 讨论

4.1 各向异性层的深度

一般认为, 地壳和上地幔都普遍存在介质的各向异性. 鄂尔多斯块体及周缘的地壳厚度是 42~46 km[32], 宁夏地区上地壳各向异性产生的平均时间延迟约为 2.5 ms km^{-1}[31], 假设鄂尔多斯块体及周缘地壳产生的平均时间延迟也是 2.5 ms km^{-1}, 可以估算出鄂尔多斯块体及周缘地壳产生的时间延迟为 0.11~0.12 s, 而鄂尔多斯块体及周缘各台站由 SKS 分裂计算得到的快、慢波时间延迟平均为 1 s 左右, 所以地壳对 SKS 分裂分析的影响很小. Silver 等[33]的研究结果也证明, 下地幔是近于各向同性的. 因此, 用 SKS 波分裂测量得到的各向异性主要来自上地幔.

4.2 各向异性成因分析

现今区域构造应力引起岩石圈形变造成的各向异性是大陆上地幔各向异性产生的主要原因之一. 在构造稳定区, 各向异性被认为是该区最后一次大规模构造运动遗留在岩石圈中的"化石"各向异性; 在构造活动区, 各向异性反映了正在进行的构造运动[13]. 在现代板块聚合带附近区域, 各向异性主轴平行于板块边界; 在裂谷区, 各向异性主轴平行于地壳裂谷的拉伸方向; 在造山带, 各向异性主轴与山脉的走向平行; 在大型走滑断裂带附近, 与断裂带的走向平行[34]. 此外, 绝对板块运动方向与各向异性快波方向一致, 说明岩石圈下的地幔流对各向异性有重要的作用[34].

从中生代早期扬子板块与华北板块的碰撞、拼贴及秦岭褶皱造山, 到太平洋板块向欧亚板块俯冲形成华北东部的弧后拉张, 以及新生代印度板块向欧

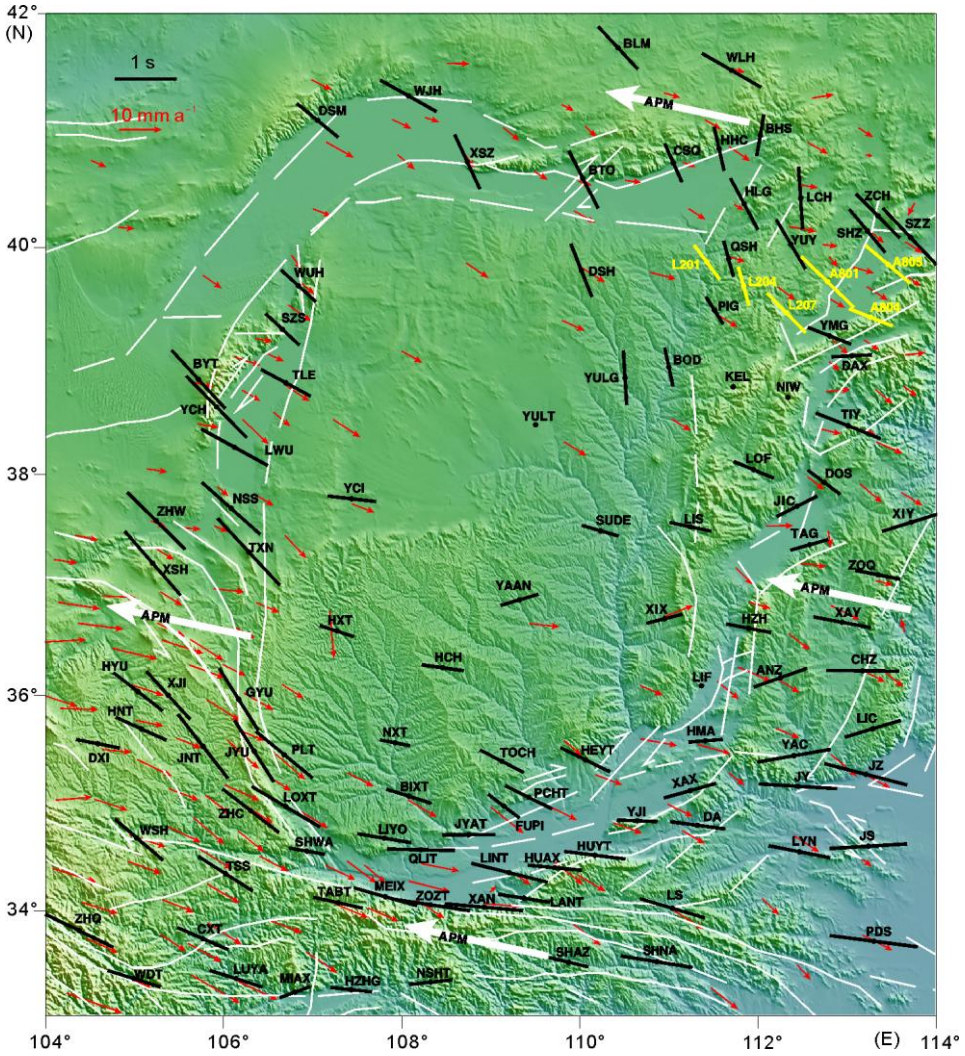

图 6　鄂尔多斯块体及周缘上地幔各向异性结果分布图

黑色和黄色直线段分别代表固定台站和流动台站得到的各向异性, 线段方向(以正北顺时针转)表示快波方向, 长度表示快、慢波时间延迟大小; 红色箭头表示 GPS 的测量结果; 白色粗箭头表示绝对板块运动(APM)测量结果; 白色线段表示断裂

亚板块的碰撞挤压与随后青藏高原的隆起等, 鄂尔多斯及其周缘经历了不同时期, 不同方向, 不同性质的构造应力作用. 特别是新生代期间受印度-欧亚大陆碰撞和西太平洋板块俯冲的双重地球动力学背景作用, 最终形成其周缘多样化的构造特征, 反映出鄂尔多斯块体及周缘的大地构造演化与欧亚板块、太平洋板块和印度板块之间的相互作用紧密相关[35,36].

根据上地幔橄榄石及其他矿物的含量和实验室的测量结果, 推算出快、慢波 1 s 的到时差相当于 115 km 厚度的各向异性层[30]. 鄂尔多斯块体内部的快、慢波时间延迟平均为 0.72 s, 相当于 83 km 的各向异性层, 鄂尔多斯块体的岩石圈厚度约为 130 km[37], 所以鄂尔多斯块体内部各向异性主要来至于岩石圈. 相对于其周缘, 鄂尔多斯块体内部的快、慢波时间延迟小, 说明鄂尔多斯块体的各向异性弱于其周缘, 反映了鄂尔多斯块体内部相对于其周缘稳定, 这种弱各向异性结构预示了自中生代以来鄂尔多斯块体岩石圈形变小. 鄂尔多斯块体内部快波方向所表现出的近 EW 和 NS 方向不同于其周缘地区, 可能是中生代以前古老克拉通所保存下来一种“化石”各向异性造成的. 而鄂尔多斯块体东北和南部与渭河地堑相邻地带的快波方向表现出与相邻地区的一致性, 反

映了该区域在深部受到了其周缘构造活动的影响, 从而各向异性表现出一致性的特征.

在鄂尔多斯块体西缘的青藏块体和鄂尔多斯块体与阿拉善块体交界带, 以及块体北缘的阴山-燕山造山带, 各向异性的快波方向为 NW-SE 方向, 一致性较好, 且在青藏块体, 快波方向和走滑断裂的走向相一致. 除贺兰山北部的台站(WUH 和 SZS)快、慢波时间延迟较小外, 块体西缘大部分台站快、慢波时间延迟较大. 喜马拉雅运动以来, 青藏高原向北推挤的过程中, 由于高原东北缘受到鄂尔多斯和阿拉善两个坚硬块体在北部和东部的阻挡作用, 造成岩石圈 NW-SE 方向的拉张, 使青藏高原东北缘的条状块体向 SE 方向滑动, 并在区域内形成一系列 NW-SE 方向的走滑断裂. 在区域动力应力场作用下, 鄂尔多斯块体西缘的青藏块体下的上地幔物质沿 NW-SE 方向发生了形变, 它使上地幔中橄榄岩的晶格排列方向平行于物质形变的方向. 鄂尔多斯块体与阿拉善块体的交界带和阴山-燕山造山带的快波方向与青藏高原东北缘一致, 反映了青藏高原东北缘向 NE 方向推挤产生的 NW-SE 方向的拉张作用已经超越了青藏块体, 在深部使阿拉善块体和鄂尔多斯块体交界带和阴山-燕山造山带下方的上地幔物质沿 NW-SE 方向发生了形变, 但这种作用随距离的加大而减弱.

在鄂尔多斯块体南缘, 秦岭造山带和渭河地堑两侧的快波方向主要是近 EW 和 NWW-SEE 方向, 快波方向与山脉走向和主要走滑断裂走向一致. 中生代以来, 秦岭造山带伴随刚性的华北块体和扬子块体的碰撞形成, 在这一活动构造带, 各向异性反映了正在进行的造山运动, 快波方向平行于秦岭造山带, 与区域内走滑断裂一致, 并且平行于华北块体和扬子块体的碰撞边界. 这一区域快波方向与由 HS3-NUVEL1a 模型[38]求取相对于热点参考系的绝对板块运动(APM)(图 6)的运动方向一致, 反映了秦岭造山带下地幔流对产生较强的各向异性有着重要的作用. P 波层析成像显示鄂尔多斯块体和四川块体的高速异常超过 300 km, 在秦岭造山带下 100~300 km 内是低速的, 与秦岭造山带东西两侧的青藏块体和中国东部也是低速的[39]. 这些预示了青藏高原物质东流在两个刚性块体间的秦岭造山带下可能存在一个地幔流通道, 使得上地幔中橄榄岩的晶格排列方向平行于地幔流流动方向.

在鄂尔多斯块体东缘的汾河地堑和太行山, 各向异性快波方向总体表现为近 EW 方向, 间有 NEE-SWW 方向和 NWW-SEE 方向, 快波方向相对其他地方复杂; 在这一区域, NWW-SEE 方向的快波方向与绝对板块运动方向和汾河地堑受到的拉张伸展方向一致; NEE-SWW 方向的快波方向与太行山造山带的走向一致; 而近 EW 方向的快波方向与西太平洋板块西向俯冲的方向一致. 这一区域复杂的各向异性, 可能是多种因素造成的. 这一区域处于鄂尔多斯克拉通型块体向华北东部裂谷型构造过渡的造山带, 上地幔物质形变既受到了西太平洋板块西向俯冲的作用, 也受到了汾河地堑拉张伸展作用和太行山造山运动的作用, 同时也保留了古老的华北克拉通的特性.

4.3 追踪双层各向异性

单层各向异性假说是各向异性位于一个有水平对称轴的单层内, 并且各向异性参数(φ, δt)随事件反方位角变化很小. 我们在 YCI 台得到的快波方向变化范围是 45°~106°, 时间延迟变化范围是 0.6~1.5 s, 这么大的离散不能用单层各向异性来解释. Silver 和 Savage[40]的研究表明双层各向异性的各向异性参数随事件反方位角呈现出$\pi/2$ 周期的变化. 为了检验 YCI 台下方是否存在双层各向异性, 我们测试了得到的各向异性参数随事件反方位角的变化. 我们得到了方位分布较好的 18 个事件, 得到的各向异性参数随事件反方位角呈规律性变化. 利用 SplitLab 软件[41], 我们用这 18 个高质量的事件模拟了具有水平对称轴的双层各向异性. 运用 Silver 和 Savage[40]方法, 基于 0.125 Hz 的主频和实际测量的各向异性参数, 我们计算了每个双层模型拟合曲线, 每层的快波方向在 0°~180°范围内以 1°为步长计算, 时间延迟在 0~1.5 s 范围内以 0.1 s 为步长来计算, 1.5 s 对应了实际测量得到的最大时间延迟. 通过计算分析, 最合适的双层模型是下层φ_{lower}=132°, δt_{lower}=0.8 s, 上层φ_{upper}=83°, δt_{upper}=0.5 s. 图 7 显示了这个最佳的双层模型, 各向异性参数随反方位角呈现出$\pi/2$ 周期的变化. 预测得到的无效入射方位是 23°, 113°, 203°和 293°, 我们得到 2 个好的无效事件接近 113°. 因此, YCI 台下方存在双层各向异性这一复杂结构.

YCI 台位于鄂尔多斯块体中西部, 西邻青藏高原东北缘. 模拟得到的上层最佳快波方向是 83°, 与鄂尔多斯块体南部平均的快波方向一致, 并且与在利用 Pn 波速度各向异性得到的上地幔顶部各向异性

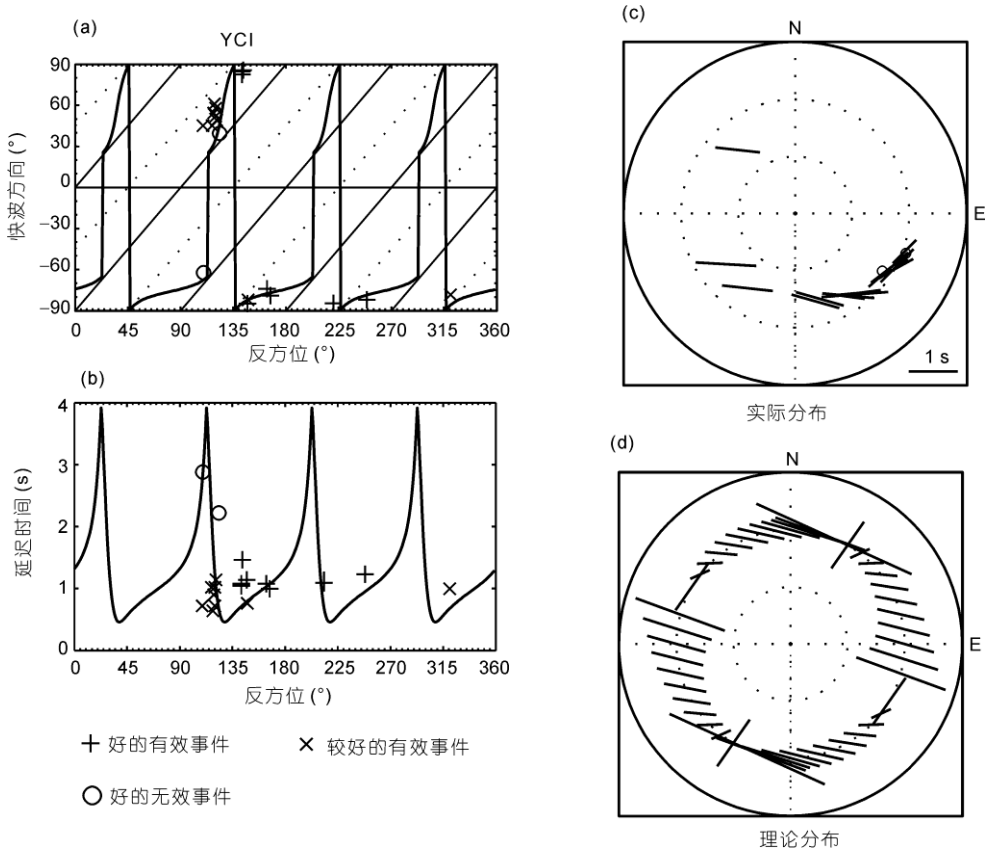

图 7　最佳双层各向异性模型及理论各向异性参数分布图

下层φ_{lower}=132°, δt_{lower}=0.8 s, 上层φ_{upper}=83°, δt_{upper}=0.5 s. (a) YCI 台快波方向随事件反方位角变化模拟的最佳双层各向异性模型; (b) 时间延迟随事件反方位角变化模拟的最佳双层各向异性模型; (c) 实测得到的各向异性参数分布图; (d) 基于最佳双层各向异性模型得到的理论各向异性参数分布图

方向一致[42]. 上层的时间延迟较小, 只有 0.5 s, 预示了上层弱的各向异性. YCI 台的上层各向异性可能来自于中生代以前古老克拉通所保存下来一种“化石”各向异性. 最佳的下层快波方向是 132°, 与鄂尔多斯块体西缘台站的快波方向一致, 预示了 YCI 台下层的各向异性受到了鄂尔多斯西缘的构造活动影响. 青藏高原东北缘向 NE 方向的推挤, 造成岩石圈 NW-SE 方向的拉张伸展, 使得 YCI 台下层的上地幔物质沿 NW-SE 方向发生了形变, 它使上地幔中橄榄岩的晶格排列方向平行于物质形变的方向.

4.4　鄂尔多斯块体及周缘壳幔耦合分析

在当前, 基于板块驱动力的假设, 出现了两种流行的地幔流动的模型, 即垂直连贯变形(Vertically Coherent Deformation)模型[43,44]和简单软流圈流动(Simple Asthenospheric Flow)模型[45]. 前者模型预示板块强烈地耦合于地幔, 并受地幔中密度不均匀产生的流动场驱动. 后者模型则预示板块自驱动, 并由力学上软弱的软流圈与地幔有效解耦, 地幔变形归因于软流圈顶部和底部的差异速度. GPS 的测量结果(图 6)[46~48]显示了鄂尔多斯块体周缘的运动速度场和速率场都有向东、向南运动的趋势, 与该区域得到的上地幔各向异性快波方向趋势基本一致, 预示了鄂尔多斯块体及周缘浅部物质变形与深部上地幔物质变形一致, 壳幔变形符合垂直连贯变形模式. 而鄂尔多斯块体内部快波方向与GPS测量得到的速度场和速率场趋势不一致, 壳幔变形复杂, 有待进一步研究.

5　结论

综上所述, 对布设在鄂尔多斯块体及周缘的固定和流动宽频带地震台网共 111 个台站记录作远震

SKS(SKKS)波形资料偏振分析, 采用最小切向能量的网格搜索和叠加分析求得每一个台站的SKS(SKKS)快波偏振方向和快、慢波的延迟时间, 获得了鄂尔多斯块体及周缘上地幔各向异性图像. 鄂尔多斯块体的各向异性不仅与周缘存在着差别, 而且块体内部南北也不同, 以及块体周缘各部分的各向异性也存在差异. 通过分析研究区各向异性特征, 认为构造稳定的鄂尔多斯块体内部的各向异性主要来至于古老的华北克拉通保存的"化石"各向异性; 青藏高原东北缘向 NE 方向的推挤, 造成岩石圈 NW-SE 方向的拉张伸展, 使得鄂尔多斯块体西缘和北缘下的上地幔物质沿 NW-SE 方向发生了形变, 它使上地幔中橄榄岩的晶格排列方向平行于物质形变的方向; 在鄂尔多斯块体南缘, 刚性块体华北块体和扬子块体碰撞作用, 使得各向异性快波方向平行于两个刚性块体的碰撞边界和秦岭造山带的走向, 并结合该区域绝对板块运动和速度结构研究, 认为可能在秦岭造山带下存在一个青藏高原物质东流的地幔流通道; 在鄂尔多斯块体东缘的汾河地堑和太行山, 相对复杂的各向异性特征可能由于西太平板块俯冲、区域伸展构造、造山运动等共同作用引起的. 对于 YCI 台得到的各向异性参数(快波方向变化范围是 45°~106°, 时间延迟变化范围是 0.6~1.5 s)随事件反方位角呈现出$\pi/2$周期的变化, 符合双层各向异性模型. 基于 0.125 Hz 的主频和实测的各向异性参数, 我们模拟得到了最佳的双层各向异性模型, 下层φ_{lower}=132°, δt_{lower}=0.8 s, 上层φ_{upper}=83°, δt_{upper}=0.5 s. 上层各向异性归功于古老克拉通保留的"化石"各向异性, 下层各向异性则受到了青藏高原东北缘 NE 方向推挤导致的岩石圈 NW-SE 方向的拉张伸展作用. 通过该区域各向异性快波方向与全球定位系统(GPS)的观测结果的对比分析, 鄂尔多斯块体周缘壳幔变形符合垂直连贯变形模式, 而其内部变形复杂, 有待进一步研究.

致谢 中国地震局地球物理研究所国家数字测震台网数据备份中心以及科学探测台阵提供了宽频带地震记录; 马禾青提供了 YCI 台 2003 年 1 月到 2007 年 7 月的资料; Paul Silver, Lucy Flesch 和许忠淮在方法和解释上给予帮助; 两位匿名审稿人提出了宝贵的修改意见, 在此一并感谢.

参考文献

1 丁国瑜. 中国岩石圈动力学概论. 北京: 地震出版社, 1991. 25–39
2 许忠淮, 汪素云, 高阿甲. 地震活动反映的青藏高原东北地区现代构造运动特征. 地震学报, 2000, 22: 472–481
3 Zhang Y Q, Mercier J L, Vergely P. Extension in the graben system around the Odors (China), and its contribution to the extrusion tectonics of south China with respect to Gobi-Mongolia. Tectonophysics, 1998, 285: 41–75
4 邓起东, 程绍平, 闵伟, 等. 鄂尔多斯块体新生代构造活动和动力学的讨论. 地质力学学报, 1999, 3: 13–21
5 曹井泉. 鄂尔多斯块体周缘强震活动时空特征及地震危险性分析. 西北地震学报, 2002, 3: 230–235
6 邓晋福, 肖庆辉, 邱瑞照, 等. 华北地区新生代岩石圈伸展减薄的机制与过程. 中国地质, 2006, 33: 751–761
7 Griffin W L, Zhang A D, O'Reilly S Y, et al. Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sino-Korean Craton. In: Flower M F J, Chung S L, Lo C H, eds. Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia. Amer Geophys Union Geodyn Ser, 1998, 27: 107–126
8 Wu FY, Lin J Q, Wilde S A, et al. Nature and significance of the Early Cretaceous giant igneous event in eastern China. Earth Planet Sci Lett, 2005, 233: 103–119
9 Chen L, Zheng T Y, Xu W W. Receiver function migration image of the deep structure in the Bohai Bay Basin, eastern China. Geophys Res Lett, 2006, 33: L20307, doi: 10.1029/2006GL027593
10 Meissner R, Mooney W D, Artemieva I. Seismic anisotropy and mantle creep in young orogens. Geophys J Int, 2002, 149: 1–14
11 高原, 郑斯华, 周蕙兰. 唐山地区快剪切波偏振图像及其变化. 地球物理学报, 1999, 42: 228–232
12 郑秀芬, 陈朝辉, 张春贺. 1999 年台湾集集地震余震区-嘉义地区地震的剪切波分裂参数随时间变化的研究. 地球物理学报, 2008, 51: 149–157
13 Silver P G, Chan W W. Share-wave splitting and subcontinental mantle deformation. J Geophys Res, 1991, 96: 16429–16454
14 郑斯华, 高原. 中国大陆岩石层的方位各向异性. 地震学报, 1994, 16: 131–140
15 吕庆田, 马开义, 姜枚. 青藏高原南部下的横波各向异性. 地震学报, 1996, 18: 215–223

16 丁志峰, 曾融生. 青藏高原横波分裂的观测研究. 地球物理学报, 1996, 39: 211–219
17 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: 111–116
18 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
19 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: 495–503
20 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
21 常利军, 王椿镛, 丁志峰. 首都圈地区 SKS 波分裂研究. 地震学报, 2008, 6: 551–559
22 Wang L S. Primary results of the upper mantle anisotropy beneath the Western and Southern Ordos, China. AGU Fall Meeting, 2006. T51B-1535
23 Huang Z C, Xu M J, Wang L X, et al. Shear wave splitting in the southern margin of the Ordos Block, north China. Geophys Res Lett, 2008, 35: L19301, doi: 10.1029/2008GL035188
24 Zhao L, Zheng T Y, Lu G. Insight into craton evolution: Constraints from shear wave splitting in the North China Craton. Phys Earth Planet Int, 2008, 168: 153–162
25 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
26 常利军, 王椿镛, 丁志峰, 等. 青藏高原东北缘上地幔各向异性研究. 地球物理学报, 2008, 51: 431–438
27 常利军, 王椿镛, 丁志峰. 四川及邻区上地幔各向异性研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2008, 38: 1589–1599
28 常利军, 王椿镛, 丁志峰. 中国东部上地幔各向异性研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2009, 39: 1169–1178
29 郑秀芬, 欧阳飚, 张东宁, 等. “国家数字测震台网数据备份中心”技术系统建设及其对汶川大地震研究的数据支撑. 地球物理学报, 2009, 52: 1412–1417
30 Wolfe C J, Silver P G. Seismic anisotropy of oceanic upper mantle: Shear wave splitting methodologies and observations. J Geophys Res, 1998, 103(B1): 749–771
31 马禾青. 宁夏地区地壳上地幔各向异性研究. 博士学位论文. 北京: 中国地震局地球物理研究所, 2009
32 Li S L, Mooney W D, Li H Y. Crustal structure of mainland China from deep seismic sounding data. Tectonophysics, 2006, 420: 239–252
33 Silver P G, Kaneshima S, Meade C. Why is the lower mantle so isotropic? Eos Trans AGU, 1993, 74: 313
34 Vinnik L P, Makeyeva L I, Milev A, et al. Global patterns of azimuthal anisotropy and deformations in the continental mantle. Geophys J Int, 1992, 111: 433–447
35 郝天珧, 刘伊克, 段昶. 中国东部及其邻域地球物理场特征与大地构造意义. 地球物理学报, 1997, 40: 677–690
36 王涛, 徐鸣洁, 王良书, 等. 鄂尔多斯及邻近区航磁异常特征及其大地构造意义. 地球物理学报, 2007, 50: 163–170
37 An M, Shi Y. Lithospheric thickness of the Chinese continent. Phys Earth Planet Ints, 2006, 159: 257–266
38 Gripp A E, Gordon R G. Young tracks of hotspots and current plate velocities. Geophys J Int, 2002, 150: 321–361
39 Huang J L, Zhao D P. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. J Geophys Res, 2006, 111: B09305, doi: 10.1029/2005JB004066
40 Silver P G, Savage M K. The interpretation of shear-wave splitting parameters in the presence of two anisotropic layers. Geophys J Int, 1994, 119: 949–963
41 Wüstefeld A, Bokelmann G H R, Zaroli C, et al. SplitLab: A shear-wave splitting environment in Matlab. Comput Geosci, 2008, 34: 512–528
42 Pei S P, Zhao J M, Sun Y S, et al. Upper mantle seismic velocities and anisotropy in China determined through Pn and Sn tomography. J Geophys Res, 2007, 112: B05312, doi: 10.1029/2006JB004409
43 Flesch M L, Holt W E, Silver P G, et al. Constraining the extent of crust-mantle coupling in central Asia using GPS, geologic, and shear wave splitting data. Earth Planet Sci Lett, 2005, 238: 248–268
44 Silver P G. Seismic anisotropy beneath the continents: Probing the depths of geology. Annu Rev Earth Planet Sci, 1996, 24: 385–432
45 Richardson R M. Ridge forces, absolute plate motions, and the intraplate stress field. J Geophys Res, 1992, 97: 11739–11748
46 Wang Q, Zhang P Z, Frevmuller J T, et al. Present-day crustal deformation in China constrained by global positional system measurements. Science, 2001, 294: 574–577
47 牛之俊, 王敏, 孙汉荣, 等. 中国大陆现今地壳运动速度场的最新观测结果. 科学通报, 2005, 50: 839–848
48 马宗晋, 陈鑫连, 叶叔华, 等. 中国大陆现今地壳运动的 GPS 研究. 科学通报, 2001, 46: 1118–1120