论 文

天山构造带上地壳介质各向异性分区特征

李金¹, 高原^{2*}, 王琼¹

1. 新疆维吾尔自治区地震局, 乌鲁木齐 830011;

2. 中国地震局地震预测研究所地震预测重点实验室, 北京 100036

* 通讯作者, E-mail: qzgyseis@163.com, gaoyuan@cea-ies.ac.cn

收稿日期: 2020-02-20; 收修改稿日期: 2020-11-16; 接受日期: 2020-12-07; 网络版发表日期: 2021-03-05

中国地震局星火计划项目(批准号: XH17041Y、XH21041)和新疆维吾尔自治区自然科学基金项目(批准号: 2020D01A83)资助

摘要 天山造山带是一条由陆陆汇聚而形成的陆内造山带, 经历了长期的构造演化, 尤其是新生代以来的再次活化导致其复杂的构造特征. 文章利用新疆区域数字地震台网(2009~2019年)记录到的波形资料, 使用剪切波分裂系统分析法, 获得研究区内33个台站的剪切波分裂参数, 分析了天山构造带的上地壳各向异性特征. 结果表明, 天山构造带不同区域上地壳各向异性存在差异, 快剪切波优势偏振方向可以反映区域构造应力的空间变化, 慢剪切波时间延迟则表明了上地壳介质各向异性的强弱变化. 北天山西段地区、塔里木盆地的西北角和帕米尔东北缘各台站的快波优势偏振方向基本与其所在地区的构造应力场特征相符, 柯坪块体北部地区各台站的各向异性特征受到这一地区断裂构造的影响较大, 表现为快波优势偏振方向与断裂走向较为一致, 而与区域构造应力场特征不符; 南天山东段与乌鲁木齐周边地区的各向异性则表现出同时受到应力和断裂影响的特征, 部分台站的快剪切波偏振方向与区域应力场方向一致, 部分台站的快波偏振方向与其附近的断裂走向一致的特点. 上述天山构造带大部分地区快波偏振方向与其附近的构造应力场特征展现出很好的一致性, 显示出明显的应力挤压现象, 天山造山带相对于南北两侧的盆地相对较软, 是地壳缩短变形的主要区域, 受到印度板块与西伯利亚板块俯冲作用的远程影响, 塔里木地块向天山地壳与上地幔层间插入与俯冲消减. 此外慢波时间延迟分区特征也较为明显, 北天山和南天山地区的慢波时间延迟自东向西均呈现递增的趋势, 这一结果与跨天山的南北向汇聚变形从东到西递增的特征呈现出较高的一致性. 构造运动最为剧烈的帕米尔东北侧地区的慢波时间延迟平均值显著高于其他地区, 显示出这个地区的各向异性显著强于天山构造带其他地区.

关键词 天山构造带, 地震各向异性, 剪切波分裂, 构造应力

1 引言

当地震波穿过各向异性介质时, 由于波速和偏振特性的不同, 剪切波会分裂成快、慢两个波列, 这种现象被称作剪切波分裂, 快剪切波(以下简称“快波”)

偏振方向与慢剪切波(以下简称“慢波”)时间延迟则是表征剪切波分裂的两个基本参数. 研究表明, 快波偏振的优势方向一般平行于定向排列的直立裂隙的方向, 通常可反映原地的主压应力方向(Crampin, 1978, 1984; Crampin和Gao, 2010; Gao等, 1998). 此外新的

中文引用格式: 李金, 高原, 王琼. 2021. 天山构造带上地壳介质各向异性分区特征. 中国科学: 地球科学, 51(4): 582–597, doi: 10.1360/SSTe-2020-0033

英文引用格式: Li J, Gao Y, Wang Q. 2021. Anisotropic zoning in the upper crust of the Tianshan Tectonic Belt. Science China Earth Sciences, 64(4): 651–666, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9709-0>

研究发现, 快波偏振优势方向往往与区域构造走向或断裂走向一致, 表明其对各向异性特征的强烈影响(Gao等, 2019; Shi等, 2020). 慢波时间延迟则反映了介质的各向异性程度, 它受到介质中裂隙纵横比和裂隙密度的影响, 可用于解析应力积累和应力释放(Gao和Crampin, 2004, 2006). 因此, 应用剪切波分裂参数可研究区域应力状态及局部构造特征, 尤其是对小尺度应力环境特征的研究非常有效, 显示出对断裂构造、介质变形与区域应力信息及其变化特征研究中的重要作用(高原等, 1995; 高原和吴晶, 2008; 赖院根等, 2006; 吴晶等, 2007; 郑秀芬等, 2008).

天山构造带位于中国新疆地区, 是中国大陆最年轻的造山带. 学术界普遍认为印度-欧亚板块的碰撞作用造成了天山造山带的复活, 但关于天山复活的动力学机制、动力学模型构建等问题仍然处于不断的探索之中. 学者针对天山构造带与其南北两侧盆地的动力学作用关系相继提出了“层间插入消减”(胥颐等, 2001; 赵俊猛等, 2001, 2006)、“板内相向俯冲”(卢华复等, 2005)、“岩石圈折沉”(Vinnik和Saipbekova, 1984; 胥颐等, 2001)等模型. 地幔柱(Makeyeva等, 1992; Vinnik等, 2004)、软流圈变形(王椿镛等, 2006)和小尺度地幔对流(Makeyeva等, 1992; Roecker, 2001; 刘洁等, 2006)等一系列概念也被用来解释其动力学背景, 上述研究表明该区动力学机制较为复杂, 尚未形成统一的认识. 介质的各向异性特征为深入了解区域深部构造提供了途径, 为深部动力学机制研究提供重要的支持. 天山构造带复杂的地壳和上地幔各向异性与区域的动力学机制关系密切. SKS波分裂和P波接收函数的研究结果显示, 天山地区存在壳幔各向异性(Vinnik等, 2007). 天山构造带及附近大部分地区的快波(SKs波、Pn波等)偏振方向与天山造山带走向大致平行, 且垂直于印度板块和欧亚板块之间的运动方向(Wolfe和Vernon, 1998; Chen等, 2005). 区域各向异性与块体运动方式以及块体间的相互作用等科学问题密切相关, 对地表运动观测结果和地壳形变的探讨具有重要的参考价值. 鲍子文和高原(2017)的研究结果显示天山地震带各向异性特征具有显著的区域性和局部性分布特点, 证实了其地壳各向异性特征与应力、断层及形变等区域构造呈现密切的相关性. 由于观测数据的缺乏, 针对天山构造带各向异性的研究相对还不足, 地壳介质变形等很多现象仍需要深入探讨,

如天山构造带部分区域各向异性分层现象和特殊的动力学机制(Farra等, 1991)、盆山交汇挤压区域各向异性特征空间变化等. 全面系统地研究天山地区地震各向异性特征, 可进一步了解区域壳幔的深部动力模式、揭示地壳介质和地表构造的运动学及动力学含义.

2 构造活动背景

天山山脉东西绵延2500km, 由最西端的费尔干纳盆地向东延伸到中国境内的吐鲁番盆地, 呈楔状分布, 南北宽300~500km, 平均海拔为2500m, 是世界上最大的内陆造山带之一(丁国瑜和卢演传, 1986; 李昱等, 2007)(图1). 从地质构造运动看, 中国大陆及中亚地区的现代构造格架是印度板块向欧亚板块挤压碰撞的结果, 大陆碰撞造就喜马拉雅山脉和青藏高原的同时, 引起了亚洲大陆内部天山等古老造山带的复活及帕米尔高原大幅度的向北推移旋转, 并使碰撞带两侧及其以北的天山、阿勒泰以及贝加尔一带成为新构造运动十分强烈的地区(Molnar和Tapponnier, 1975; 王琪等, 2000).

根据地质构造和地震活动特征可将整个天山造山带分为南天山、北天山和中天山(高国英和王季达, 1993; 李锦轶等, 2006), 不同地区的地震活动性(曲延军等, 2008)、震源机制(高国英等, 2005; 龙海英等, 2008)、应力场特征(高国英和曲延军, 1998; 高国英等, 2010; 唐兰兰等, 2012; 张红艳等, 2014)、GPS地壳形变速率(王琪等, 2000; 杨少敏等, 2008)等均有各自的特征. 强烈的挤压构造运动导致天山地区强震频发, 使其成为中国西部地区的主要地震活动带. 天山地区地震活动表现出强度大、频度高、分布不均匀等特点. 1900年以来境内天山地震带发生7级以上地震11次, 最大地震为1902年8月22日阿图什8¼级地震. GPS研究结果表明, 天山地区地壳现今仍有强烈的形变运动, 天山现今的垂直形变抬升速率达 17mm a^{-1} (彭树森, 1993; Abdrakhmatov等, 1996; Reigber等, 2001). 最近的多期GPS观测表明, 天山西段(76°E)地壳缩短速率高达 20mm a^{-1} , 这相当于印度板块向西伯利亚推移速率的1/2, 而其东段(87°E)的汇聚变形也有 4mm a^{-1} 左右(王琪等, 2000; Reigber等, 2001), 其表现为跨天山带的南北向汇聚变形从西到东递减特征, 并且这种不均匀

图1 天山构造带及其邻近构造单元和地震台站分布

图中白色和蓝色圆圈分别为天山构造带1900~2000年 $M_s 6.5$ 级及以上强震和2000年以来 $M_s 6.0$ 级及以上地震; 图中的蓝色箭头表示天山地区的主应力方向; 绿色箭头表示帕米尔高原向北挤压作用

的NS向挤压缩短主要分布在天山南北两侧盆地山体过渡带上。

3 方法与数据

依据剪切波分裂基本原理, 采用SAM分析方法, 获得了天山构造带各台站的剪切波分裂参数, 分析了这一地区地壳介质各向异性特征。SAM方法, 即“剪切波分裂系统分析法”(高原等, 2004), 包括相关函数计算、时间延迟校正和偏振分析检验等3个部分, 该方法可进行自我检验。因此得到的剪切波分裂参数具有较好的稳定性和可靠性(高原等, 2004; 石玉涛等, 2008)。

使用地表台站记录波形分析剪切波时需要确保波形数据为剪切波窗口内的数据。当剪切波入射到地表时, 若入射角大于临界角会发生全反射现象。为了避免全反射的发生, 应挑选剪切波窗口内的数据进行研

究。对于泊松介质(泊松比为0.25), 其理论临界角约为 35° 。由于地壳顶部通常存在低速沉积层, 一般情况下, 有效的剪切波窗口能拓宽到 $45^\circ \sim 50^\circ$ (Gao等, 1998; Crampin和Peacock, 2005)。天山地区地壳结构较为复杂, 尚无准确的速度结构, 因此在本研究中, 我们采用单层介质结构对数据进行挑选。如果将介质近似看作单层来计算入射角, 则入射角 $\leq 45^\circ$ 的地震数据可满足剪切波窗口的约束条件(Crampin和Peacock, 2005)。

研究中使用新疆区域地震台网2009~2019年的观测资料, 分析了天山构造带40个台站的数据, 由于部分台站附近缺少小震活动, 剪切波窗口内缺少符合要求的小震或者波形质量太差, 没有获得有效数据, 最终得到33个台站记录到有效波形数据。33个台站中有32个为宽频带地震计, 1个台站(岳普湖台)为短周期地震计, 采样率均为100Hz, 地震目录来自新疆区域地震台网。根据统计结果, 2009年之后新疆区域地震目录中的定位深度要浅于之前, 约94%的地震震源深度小于

10km (张志斌等, 2019). 研究中挑选深度大于5km的地震事件, 最终获得513个小震事件的深度分布在5~41km范围内(根据新疆地震台网观测报告, 其中绝大多数地震的定位精度为I类, 即震中误差 ≤ 5 km), 其中约83%的地震深度在5~10km范围内.

图2是使用SAM方法对喀什台记录到的一次地震事件进行剪切波分裂的分析过程, 这次地震是2012年8月28日发生在喀什台附近的一次1.3级地震, 震源深度为7.0km, 震中距为2.37km. 使用SAM软件对原始波形数据进行滤波处理(在数据处理过程中均使用4阶Butterworth滤波器, 滤波频率设置为1~20Hz), 并截取包含完整S波列的南北分量(图2(b))和东西分量(图2(c)), 产

生剪切波质点运动轨迹(图2(a)). SAM方法最大的优点是可以自我检验, 按得到的延迟值将慢波(图2(f))前移, 本例的地震计采样率为100采样点/秒, 即每个采样点为0.01s. 将慢波提前0.02s, 则剪切波质点运动轨迹(图2(d))呈现出较好的线性关系.

4 天山构造带各台站快波偏振方向的分区特性

本研究采用SAM分析方法对天山地区2009~2019年的地震波形数据进行研究, 得到了33个台站的剪切波分裂参数(表1), 图1是33个台站分布情况, 大部分台

图2 喀什台地震记录的剪切波分裂分析

地震信息: 2012年8月28日14时20分发生的1.3级地震, 震中距为2.37km, 震源深度为7.0km, 入射角 18.5° , 方位角 25.04° . (a) 剪切波的质点运动轨迹图, S_1 和 S_2 分别表示快波和慢波的到时; (d) 慢波延时校正与快波偏正方向校正后的质点运动轨迹; (b)、(c)分别为NS向和EW向记录; (e)、(f)分别为快波F和慢波S; (b)、(c)、(e)、(f)中两条竖线之间为质点运动轨迹的剪切波部分

表 1 天山构造带各地震台站的基本参数及剪切波分裂参数

分区	序号	台站名	纬度(°N)	经度(°E)	有效记录	平均偏振方向 (°)	误差(°)	平均时间延迟 (ms km ⁻¹)	时间延迟标准 差(ms km ⁻¹)	
I区	1	WNQ(温泉)	44.97	81.00	5	33	±11.51	3.39	±0.97	
	2	ALS(阿拉山口)	45.15	82.13	7	144.3	±21.5	2.86	±2.30	
	3	JHE(精河)	44.63	82.97	7	168.6	±8.9	3.31	±1.71	
	4	WSU(乌苏)	44.12	84.63	10	160	±16.3	3.51	±1.24	
	5	SCH(石场)	43.92	85.68	11	146/98.3	±8.9/±17.2	4.37	±1.84	
II区	6	STZ(石梯子)	43.72	86.65	17	0.60	±2.42	4.54	±1.58	
	7	LHG(疏磺沟)	43.63	87.07	20	64.5	±18.7	3.30	±1.34	
	8	TCH(天池)	43.88	88.08	3	13.3	±11.55	1.01	±0.19	
	9	WMQ(乌鲁木齐)	43.65	87.70	32	69.4	±16.6	3.04	±0.82	
	10	RGN(二宫)	43.87	87.56	5	3/55	±5.8/±7.1	3.73	±1.77	
	11	WSC(乌什城)	43.46	87.69	4	12.5	±9.57	2.47	±1.74	
	12	GAZ(高崖子)	43.53	88.58	12	91.67	±11.93	4.66	±1.58	
III区	13	KOL(库尔勒)	41.89	85.80	4	90	±24.5	4.26	±1.14	
	14	LTA(轮台)	42.02	84.17	21	6.90	±20.22	2.32	±1.05	
	15	KUC(库车)	41.85	82.86	5	80	±23.45	2.80	±1.38	
	16	BAC(拜城)	41.87	81.62	9	15/130	±13.78/±10	2.29	±1.10	
IV区	IV ₁ 区	17	SMY(神木园)	41.64	79.31	6	38.3	±11.7	1.68	±0.97
		18	AKS(阿克苏)	41.14	80.11	4	42.5	±5	2.45	±1.04
		19	AHQ(阿合奇)	40.93	78.46	19	26.84	±27.7	3.08	±1.47
		20	WUS(乌什)	41.20	79.21	3	0	±10	4.44	±1.86
	IV ₂ 区	21	BCH(巴楚)	39.79	78.78	4	57.5	±54.4	1.78	±0.72
		22	XKR(西克尔)	39.83	77.58	17	135.3	±31.2	2.14	±1.45
		23	BPM(八盘水磨)	39.88	76.83	63	135.1/37.1	±8.85/±23.7	3.52	±1.13
		24	YPH(岳普湖)	39.21	76.74	9	125.6	±7.26	1.48	±0.76
		25	YJS(英吉沙)	38.52	76.49	65	126.1	±25.7	3.68	±0.89
		26	KSZ(喀什中继)	39.59	75.94	10	152	±7.9	3.35	±1.48
	IV ₃ 区	27	KSH(喀什)	39.15	75.57	70	175.9	±7.5	4.96	±1.01
		28	ATS(阿图什)	39.80	75.84	20	41	±19.4	3.94	±1.71
		29	WUQ(乌恰)	39.74	75.24	13	20.7	±27.2	4.19	±1.50
	其他	30	ZSU(昭苏)	42.68	80.37	6	46.3/147.5	±4.79/±3.53	2.49	±1.11
		31	XNY(新源)	43.56	83.30	21	99.5	±14.3	4.73	±1.42
		32	KMS(库米什)	42.27	88.17	6	20.83	±16.86	1.68	±1.07
		33	BLT(巴伦台)	42.94	86.66	5	127.1	±25.63	3.25	±1.09

站的快波优势偏振方向比较突出, 个别台站呈现出复杂的优势偏振方向, 例如, 昭苏台、石场台、二宫台、八盘水磨台、拜城台等5个台站表现出比较明显的两个优势偏振方向, 进一步考察上述5个台站地震方位投影的分布特征, 其快波优势偏振方向并未表现出

与其所使用到的地震方位之间存在明显的关系(详见图3、4).

根据天山构造带各台站快波偏振方向等面积投影玫瑰图(图3、4)可以看出, 天山构造带各台站快波偏振方向的空间分布存在明显的分区特征, 不同构造分

图3 天山中段地区快波偏振方向分布图

图中黑色实线为构造分区, 分为I区(北天山西段)、II区(乌鲁木齐周边地区)、III区(南天山东段)。F1: 阿拉套山南缘断裂; F2: 温泉隐伏断裂; F3: 博罗科努-阿齐克库都克断裂; F4: 亚马特断裂; F5: 依连哈比尔尕断裂; F6: 准噶尔南缘断裂带; F7: 柴窝铺盆地南缘断裂; F8: 柴窝铺盆地北缘隐伏断裂; F9: 红雁池断裂; F10: 雅玛里克断裂; F11: 西山断裂; F12: 乌拉斯台断裂; F13: 乌勇布拉克断裂; F14: 包尔图断裂; F15: 阿吾拉勒山南坡断裂; F16: 马热勒达什断裂; F17: 库木格热木断裂; F18: 秋里塔格断裂带(克孜尔断裂); F19: 东却勒塔格断裂; F20: 北轮台断裂; F21: 辛格尔断裂; F22: 霍拉山山前断裂

区快波偏振方向表现出受到区域主应力(如北天山西段地区、塔里木盆地西北角和帕米尔东北缘地区)或其附近断裂走向(如柯坪块体北部地区)的影响较为显著, 还有的地区如南天山东段和乌鲁木齐周边地区表现出受到上述两个因素双重影响的特征, 显示出天山构造带不同区域地壳地震各向异性特征受局部区域构造环境的影响而存在差异。为了细致地对比分析天山构造带不同构造区段的各向异性特征, 将天山构造带划分为北天山西段(I区)、乌鲁木齐周边地区(II区)、南天山东段(III区)、南天山西段(IV区)4个大区(图1),

在后续分析过程中, 根据研究需要, 又将南天山西段(IV区)进一步划分为IV₁区、IV₂区、IV₃区(图4)。

北天山地区(I区、II区)是一个新生代的再生造山带, 它与准噶尔盆地南缘乌鲁木齐山前拗陷以北逆冲的准噶尔南缘断裂为界。北天山山前新构造运动以逆断裂-褶皱带依次由南向北作前展式扩展和逐渐隆起为主要特征(邓起东等, 1991; 冯先岳等, 1991)。根据北天山地区各个台站得到的快波偏振方向等面积投影玫瑰图可以看出, 该区各台站由西向东表现出明显的快波优势偏振方向的分段性。

图4 南天山西段地区(IV区)剪切波偏振方向偏振图

IV₁区为柯坪块体北部地区; IV₂区为塔里木盆地西北角地区; IV₃区为帕米尔东北侧地区. F23: 肯别尔特断裂; F24: 康西瓦断裂; F25: 库孜贡断裂; F26: 喀什断裂; F27: 迈丹-沙依拉姆断裂; F28: 大石峡断裂; F29: 库木格热木断裂; F30: 温宿北断裂; F31: 阿克苏河断裂; F32: 柯坪断裂; F33: 小海子断裂; F34: 皮羌北断裂

4.1 北天山西段(I区)

北天山西段(图3)位于博罗科努-阿齐克库都克断裂(F3, 简称博-阿断裂)西段及准噶尔南缘断裂带(F6)附近, 博-阿断裂西部是强活动的右旋走滑大断裂, 右旋走滑速率可达到 5mm a^{-1} 左右, 它以较大的角度($30^\circ \sim 40^\circ$)斜切天山(沈军等, 2003). 该地区阿拉山口台、精河台、乌苏台的快波偏振方向表现出较好的一致性, 均为NNW向, 但最西边的温泉台表现出与该区其他台站不同的偏振方向, 为NNE向, 与其附近的阿拉套山南缘断裂(F1)及温泉隐伏断裂(F2)的走向(NEE)呈现一定的夹角. 这可能与其独特的地理位置有关, 温泉台地处天山构造带和准噶尔界山的交汇部位, 其不仅受到天山地区构造应力挤压作用, 同时准噶尔界山对其产生一定的阻挡作用, 这种独特的应力挤压和介质变形

可能导致其快波偏振方向与断裂走向产生一定的夹角(鲍子文和高原, 2017). 此外石场台表现出两个优势偏振方向, 其中一个为NNW向, 与这一地区的主压应力方向基本一致, 另一个优势方向为WNW近EW方向, 与其附近的准噶尔南缘断裂带(F6)的走向大致平行, 表明石场台的快波偏振方向受到区域应力和断裂的双重影响. 这种在同一台站发现两个优势偏振方向的现象, 以前就多次被发现(高原等, 1995; 鲍子文和高原, 2017), 在最新的研究中, 被称为双优势方向(Gao等, 2019). 该区快波分裂优势方向整体表现为NNW向. 根据高国英等(2010)的研究结果, 这一地区的主压应力方向也为NNW向, 该区台站的快波偏振方向与区域应力场特征相符, 也与博-阿断裂西段(F3)的右旋走滑特性(沈军等, 2003)及准噶尔南缘断裂带(F6)的逆冲特性

(邓起东等, 2000; 沈军等, 2011)相吻合.

4.2 乌鲁木齐周边地区(II区)

乌鲁木齐地区(图3)位于准噶尔地块与准噶尔南缘活动带次级构造单元-博格达晚古生代弧后盆地的衔接过渡地带, 总的地质构造线走向NWW. 区内的活动断裂主要有西山断裂(F11)、依连哈比尔尕断裂(F5)、红雁池断裂(F9)、雅玛里克断裂(F10)等, 断层性质多为逆冲型, 部分断层的运动具有走滑特征. 由于区域内断裂错综复杂, 因此这一地区台站的快波优势偏振方向较为复杂, 但整体以NE向为主, 其中石梯子台、天池台、乌什城台的偏振方向为NNE向, 根据李金等(2015)的研究结果, 这一地区最大主应力的方位为 18.3° , 上述台站的快波偏振方向与这一地区的区域构造应力场特征较为相符; 而硫磺沟台、乌鲁木齐台、二宫台这三个台站均位于西山断裂带(F11)附近, 西山逆断层组由5条长度十几到30余千米、近乎平行的次级断层组成, 总体走向NEE(冉勇康等, 2007; 吴传勇等, 2008), 硫磺沟台和乌鲁木齐台的快波偏振方向为NEE向, 与西山断裂带(F11)的走向基本一致, 而二宫台的快波偏振方向则有2个, 分别为NNE向和NEE向, 这两个方向分别与该区主压应力方向及西山断裂的走向一致. 高崖子台位于柴窝铺拗陷北缘断裂(F8)附近, 其偏振方向受断裂影响较大, 与柴窝铺拗陷北缘断裂NWW向的展布特征较为一致.

4.3 南天山东段(III区)

南天山东段地区的4个台站拜城台、库车台、轮台台和库尔勒台位于塔里木盆地北缘, 该区的主要断裂有秋里塔格断裂带(F18)、北轮台断裂(F20)及辛格尔断裂(F21). 秋里塔格构造带是塔里木盆地库车拗陷的前缘构造带, 其构造样式多变, 构造动力主要来自于新近系以来的南北向挤压, 其构造形态与展布特征明显受到深、浅层主干断裂的联合控制(张欣欣等, 2015). 北轮台断裂全长约200km, 是塔里木盆地与南天山的分界断裂, 同时也是库车逆断裂-褶皱带的根部控制断裂. GPS观测资料表明, 北轮台断裂向南的逆冲缩短速率为 $(4.7 \pm 2.5) \text{ mm a}^{-1}$ (杨少敏等, 2008). 库车台位于克孜尔断裂(F18)附近, 该断裂属于秋里塔格断裂带, 断裂走向为NEE或EW向, 库尔勒台位于北轮台断裂(F20)和其分支断裂霍拉山断裂(F22)之间, 这两条断

裂走向均为SEE向或EW向. 这两个台站的快波偏振方向具有很好的一致性, 呈现出近EW向的特征, 显示出与该区近EW向断裂很强的相关性. 轮台台的优势偏振方向为NNE向, 与其附近的构造应力场的特征相符. 拜城台的快波偏振方向表现出两个优势方向, 其中一个大致为NNE向, 与这一地区的构造应力场较为一致(李金等, 2015), 与鲍子文和高原(2017)的结果差别不大; 另一个优势偏振方向大致为NW, 之前并没有被发现, 该优势方向与其附近的库木格热木断裂(F17)走向不同, 与区域主压应力方向也不同. 研究表明, 断裂、区域应力和局部构造都会影响到剪切波分裂的特征(Gao等, 2011), 大型断裂等构造可能会产生很强的影响(Shi等, 2020), 我们认为, 近NW的优势方向可能是局部构造的作用, 由应力和断裂共同作用所导致.

4.4 南天山西段地区(IV区)

南天山西段地区发育了较多的活动断裂, 这一地区主要的构造变形方式是以逆断裂-褶皱带为代表的山前薄皮推覆构造(卢华复等, 2002; 曲国胜等, 2005; 杨晓平等, 2008), GPS观测资料给出该地区的缩短速率约 10 mm a^{-1} (王琪等, 2001; 杨少敏等, 2008). 根据南天山西段地区各个台站得到的快波偏振方向等面积投影玫瑰图可以看出, 该区各台站的快波偏振方向以近南北向为主. 根据局部区域台站快波偏振方向特点可进一步进行划分为3个子区(图4).

IV₁区(图4)地处柯坪块体北部地区, 该地区的构造变形方式是以逆断裂-褶皱带为代表的山前薄皮推覆构造, 地质上属于塔里木地台的一部分(Yin等, 1998; Allen等, 1999), 是由于印度板块和欧亚板块的碰撞, 天山晚古生代褶皱和断裂构造重新复活隆起并向南推挤而形成的构造体系(吴传勇等, 2014). 这一地区的4个台站均位于这一构造带内, 其中阿合奇台和乌什台位于温宿北断裂(F30)附近、神木园台位于大石峡断裂(F28)附近, 其为迈丹-沙依拉姆断裂(F27)的分支断裂, 阿克苏台位于柯坪断裂(F32)附近. 迈丹断裂(F27)整体走向NEE, 柯坪断裂(F32)整体走向NE向(吴传勇等, 2014). 其中阿合奇台、乌什台、阿克苏台、神木园台的快波偏振方向表现出很好的一致性, 均为近NE向, 与其附近断裂走向较为一致.

IV₂区靠近塔里木盆地的西北角, 地表沉积层较厚, 可达12~13 km(李松林等, 2002), 著名的伽师强震

群就发生在这一地区, 1997~1998年该地区共出现9次震级为6级以上强震, 此后的2003年2月24日伽师发生6.8级地震。在一个非常短的时间间隔内和非常小的地区范围内接连出现这么多次震级非常接近的地震, 确实非常罕见。这一地区共有6个台站, 分别为喀什中继台、英吉沙台、岳普湖台、八盘水磨台、西克尔台、巴楚台。这些台站除巴楚台(数据量较少, 有效数据反映的快波优势偏振方向不明显)外, 快波偏振方向以NW向为主, 此外八盘水磨台有两个优势偏振方向, 分别为NW向和NE向, 但以NW向的偏振方向为主。根据赖院根等(2002)得到的伽师强震群附近18个台站的快波偏振方向的结果可知, 在塔里木盆地内, 快波的优势偏振方向主要为NW或NNW方向。同时这一地区的背景应力场方向为NNW向(许忠淮等, 1989; 丁国瑜和卢演传, 1991)。尽管有研究表明, 伽师强震群造成了这一地区现代构造应力场相对其周围区域构造应力场在时间上可能存在着两次大的调整变化, 但2003年伽师6.8级地震后, 这一地区的应力场方向再次调整为NNW向(崔效锋, 2006)。上述研究结果与本文计算得到的这一地区的快波偏振方向基本一致。

IV₃区地处帕米尔东北侧, 是天山褶皱带、西昆仑造山带和塔里木块体3个地质构造单元的交接带。在印度板块和欧亚板块的碰撞和持续汇聚作用下, 帕米尔及其周围地区陆内俯冲和变形作用非常强烈(唐兰兰等, 2012)。印度板块由南向北强烈的推挤, 在其板块推挤前缘帕米尔东北缘, 形成了一系列壮观的向北凸出的弧型推覆构造, 这些弧型推覆构造在东西两侧由正向逆冲渐变为斜冲走滑大断裂, 显示出东侧右旋、西侧左旋的断层活动特征(唐兰兰等, 2012)。根据震源机制反演结果, 这一地区的地震以走滑为主, P轴走向NNE, 主压应力方向为N25°E。该区3个台站喀什台、阿图什台、乌恰台的偏振方向整体为NNE向。其中喀什台的快波偏振方向以近NS向为主, 阿图什台和乌恰台的快波偏振方向以NNE向为主, 其表现为与区域主压应力方向较为一致的特征。

以上介绍了天山构造带4个主要构造分区内各台站的快波偏振方向特点。由图3可知, 还有4个台站未被划入上述分区, 这4个台站分别为昭苏台、新源台、库米什台、巴仑台台, 这些台站主要位于伊犁盆地地区及南北天山交界部位。由于其特殊的地理位置, 从而展现出一些独特的偏振特性。

I区以南的新源台和昭苏台位于伊犁盆地地区(图3), 伊犁盆地是在南北天山所夹持的中间地块上作用形成的山间叠合盆地, 新源台位于阿吾拉勒山南缘断裂(F15)附近。该断裂总体走向NNW, 断面N倾, 倾角为20°~70°, 以逆冲为主, 兼具一定右旋走滑特征。而新源台的快波偏振方向为NNW向, 与该断裂的走向基本一致。昭苏台位于马热勒达什断裂(F16)附近, 马热勒达什断裂(F16)为特科斯河断裂的西段, 其向西延入哈萨克斯坦境内, 断裂总体走向为70°, 断裂性质为逆断层(沈军等, 2005)。昭苏台其中一个的快波偏振方向为NNW向, 与其附近的马热勒达什断裂(F16)的走向基本一致, 另一个优势偏振方向为NE向, 与该区主压应力方向较为接近。位于II区东南的库米什台地处南、北天山分界处, 其位于乌勇布拉克断裂(F13)和包尔图断裂(F14)断裂之间, 距乌勇布拉克断裂(F13)较近, 库米什台表现出NNE向的偏振方向。该方向与(鲍子文和高原, 2017)给出的NW向优势偏振方向差别较大, 其结果与库米什台附近的乌勇布拉克断裂(F13)走向基本一致, 而本文得到的该台站的快波偏振方向与该区主压应力方向(NNE向)一致。造成这种差异的原因可能是该台站下方的各向异性特征本身表现出受到附近断裂及构造应力场的双重影响, 从图中可以看出, 库米什台并未完全位于断裂上方, 其周边小震所反映的快波偏振方向, 可能受到其具体震中位置与断裂位置的影响, 部分地震快波偏振方向表现出与断裂走向一致的特征, 另一部分则表现出与区域应力场方向一致的特征。巴仑台台位于II区以南, 其地理位置与库米什台及新源台类似, 均位于南北天山的交界处。其快波偏振方向与其附近的乌拉斯台断裂(F12)走向基本一致, 表明其剪切波分裂特征受其附近的构造影响较大。

5 天山构造带不同构造分区快波偏振方向的整体特征

根据各台站的快波偏振方向的结果, 天山构造带不同构造分区快波偏振方向差异较大(表1), 为了更直观地展现不同分区快波偏振方向的差异, 分别给出各分区快波偏振方向玫瑰图(图5)和各分区及全区的快波偏振方向柱状分布图(图6)。位于北天山西段的I区, 5个台站共有40条有效数据, 这些台站的快波优势偏振方向为NNW向, 剪切波窗口内所有台站的平均偏振方

图 5 天山构造带不同分区快波偏振方向玫瑰图

(a)~(f)为其对应分区内的台站全部有效记录

向为 $154.38^{\circ} \pm 34.6^{\circ}$ 。这一方向与该区NNW向的应力场方向基本一致。乌鲁木齐周边地区(II区)的快波偏振方向较为复杂, 该区7个台站共有93条有效数据, 其存在两个优势偏振方向, 分别为 $5.36^{\circ} \pm 9.99^{\circ}$ 和 $72^{\circ} \pm 18.72^{\circ}$ 。其中第一个优势方向与该区最大主应力方位(18.3°)基本一致, 第二个优势方向与该区附近的西山断裂带、准噶尔南缘断裂等NEE向的走向(冉永康等, 2007; 吴传勇等, 2008)较为一致, 表明该区的剪切波分裂特征受到区域应力场和局部构造作用的双重影响。南天山东段(III区)地区4个台站共有39条有效数据, 其主要的优势偏振方向为NNE向, 与这一地区构造应力场的方向较为一致(李金等, 2015), 此外该区还表现出一个近EW向的优势偏振方向, 这一方向则与这一地区广泛分布的EW向断裂方向基本一致。南天山西段地区(IV区)快波优势偏振方向的区域特征较为明显, 可较为清晰地分为3个地区(IV₁、IV₂、IV₃)。位于柯坪块体的IV₁区4个台站共有32条有效数据, 所有台站的平均偏振

方向为 $28.43^{\circ} \pm 24.51^{\circ}$, 优势偏振方向为NE向, 这与其附近的迈丹断裂及柯坪断裂的走向基本一致。而该区的应力场反演结果显示, 这一地区的主压应力方向为NNW向(高国英等, 2007; 李金等, 2015), 与上述4个台站的快波偏振方向不一致, 因而认为这一地区的剪切波分裂特征主要受到其周围断裂的影响较为明显。IV₂区6个台站共有168条有效数据, 所有台站的平均偏振方向为 $134.4^{\circ} \pm 34.1^{\circ}$, 优势偏振方向为NW向, 与这一地区的背景应力场方向NNW向(许忠淮等, 1989; 丁国瑜和卢演铸, 1991)基本相符。IV₃区3个台站有效数据共103条, 这些台站的快波优势偏振方向均为NNE向, 剪切波窗口内所有台站的平均偏振方向为 $7.77^{\circ} \pm 23.04^{\circ}$, 与这一地区的最大主应力方向N25°E相差不大(唐兰兰等, 2012), 李金等(2015)利用天山地震带2003~2014年306个 $M_s 3.5$ 以上的震源机制解资料反演得到天山地震带的应力场特征, 其中喀什-乌恰地区的最大主应力方向也为NNE向。正如上文提及, 该区处于

图 6 天山构造带各分区快波偏振方向柱状分布图

三大活动单元的交汇部位, 构造位置较为特殊, 同时也是帕米尔东北缘弧形断裂带与塔拉斯费尔干那深大断裂、西昆仑断裂带的交界处, 因此该区域承受印度板块向欧亚板块的俯冲作用较为显著(唐兰兰等, 2012).

6 不同区域慢波时间延迟分布特征

慢波时间延迟参数是度量各向异性程度大小的物理量, 它对地壳应力场的微小变化所引起的地壳裂隙的变化非常敏感. 构造形态、岩石成分、流体和应力等因素均可以影响慢波时间延迟的特征, 若忽略其他因素的可能差异, 不同区域的慢波时间延迟不同, 通常揭示了应力大小(对应介质变形程度)的不同(Crampin 等, 1990; 高原等, 1996). 由天山构造带不同区域台站的剪切波分裂参数可以看出(表2), 天山构造带地壳介质各向异性的分区特征较为明显. 其中北天山西段地区(I区)的慢波时间延迟平均值为 $(3.58 \pm 1.70) \text{ ms km}^{-1}$, 乌鲁木齐周边地区(II区)的慢波时间延迟平均值 $(3.20 \pm 1.40) \text{ ms km}^{-1}$, 显示出北天山西段地区的各向异性要强于乌鲁木齐周边地区. 根据杨少敏等(2008)的研究结果显示, 天山北侧倾滑速率自西向东从 $8 \sim 10 \text{ mm a}^{-1}$ 递减为 $1 \sim 2 \text{ mm a}^{-1}$, 北天山地区慢波时间延迟自西向东的变化可能反映了其构造挤压作用由西向东递减的趋势. 南天山地区各分区慢波时间延迟平均值及标准差分别为南天山东段(III区): $(2.57 \pm 1.22) \text{ ms km}^{-1}$, 柯坪块体北部地区(IV₁区): $(3.36 \pm 1.57) \text{ ms km}^{-1}$, 塔里木盆地西北侧(IV₂区): $(3.28 \pm 1.26) \text{ ms km}^{-1}$, 帕米尔东北侧地区(IV₃区): $(4.66 \pm 1.30) \text{ ms km}^{-1}$. 可以看出, 南天山构造带的慢波时间延迟由东向西呈现递增的趋势. IV₃区

的各向异性程度最强, III区的各向异性程度最弱, 且上述4个地区的快波偏振方向也呈现出较为明显的变化, 揭示了南天山地区自西向东的地壳挤压变形特征. GPS结果显示, 天山西段(76°E)地壳缩短约为 20 mm a^{-1} , 相当于印度板块向西伯利亚推移速率的一半, 而其东段(87°E)也有 4 mm a^{-1} 左右的汇聚变形(王琪等, 2000; Reigber等, 2001), 其表现为跨天山带的南北向汇聚变形从西到东递减, 上述GPS结果所呈现出的特点可能反映了其挤压构造运动沿南天山构造带也呈现出自西向东递减的变化. 这一结果或许可用于解释南天山地区各向异性自西向东的变化. 本文得到的天山构造带慢波时间延迟空间变化特征与鲍子文和高原(2017)的研究结果基本一致(两个结果之间的一些具体差异已经在前面讨论了). 针对其他地区的相关研究也表明, 较高的时间延迟值可能反映出地壳介质有更强的变形. 例如, 祁连山-河西走廊构造区内台站的慢波时间延迟普遍较大, 而甘东南构造区内的值则普遍较小(张辉等, 2012; 郭桂红等, 2015); 南北地震带南段的时间延迟平均值高于其北段, 反映了受印度板块和欧亚板块的碰撞挤压作用, 南段地壳介质各向异性程度更大, 构造变形较北段剧烈(张艺和高原, 2017). 帕米尔东北侧地区(IV₃区)的慢波时间延迟平均值显著高于其他地区, 显示出这个地区的各向异性显著强于天山构造带其他地区, IV₃区位于天山褶皱带、西昆仑造山带和塔里木块体3个地质构造单元的交接带, 多条断裂带汇聚于此, 断裂之间的性质差异较大. 该区独特的地理位置与川滇块体的西边界具有一定的相似性, 往往表现出较强的各向异性(吴鹏等, 2020). 相关研究结果显示(张浪平等, 2014), 印度板块在兴都库什-帕米

表 2 天山构造带剪切波分裂参数分区统计

分区	分区名称	有效数据个数	平均快波偏振方向 ($^\circ$)	偏振方向标准差 ($^\circ$)	平均慢波时间延迟 (ms km^{-1})	时间延迟标准差 (ms km^{-1})
I区	北天山西段	40	154.38	± 34.64	3.58	± 1.70
II区	乌鲁木齐地区	65	72	± 18.72	3.20	± 1.40
		28	5.36	± 9.99		
III区	南天山东段	14	91.42	± 28.78	2.57	± 1.22
		25	4.2	± 10.28		
IV ₁ 区	柯坪块体北部地区	32	28.43	± 24.51	3.36	± 1.57
IV ₂ 区	塔里木盆地的西北角	168	134.4	± 34.1	3.28	± 1.26
IV ₃ 区	帕米尔东北侧	103	7.77	± 23.0	4.66	± 1.30

尔地区呈现自南往北的俯冲, 俯冲深度超过250km, 且俯冲角度逐渐增大; 而欧亚板块在帕米尔地区呈现自西北向东南方向俯冲, 并且逐步转化为自北向南的俯冲, 俯冲深度为200km. 上述构造运动导致这一地区地震活动异常活跃, 例如2015年4月25日尼泊尔8.1级地震后, 这一地区连续发生6级以上地震9次, 其中7级以上强震3次. 结合上述提及的这一地区已有的GPS研究结果, 就更易于理解这一地区的慢波时间延迟平均值显著高于其他地区这一事实.

7 讨论与结论

本研究利用天山构造带内33个台站2009~2019年期间记录的资料, 得到该地区各台站的剪切波分裂参数的空间分布特征. 结果显示, 天山构造带各台站快波偏振方向及慢波时间延迟均存在明显的分区特征, 证实了天山构造带不同区域上地壳各向异性存在较大差异.

(1) 北天山地区自西向东的区域构造应力存在一定的差异, 西段以NNW向为主, 而东部地区(乌鲁木齐周边地区(II区))最大主应力方向以NNE向为主(李金等, 2015). 应力方向的区域变化导致北天山地区地壳快波偏振方向也存在空间上的差异, 北天山西段(I区)的优势方向较为单一, 与该区NNW向的应力场特征基本一致, 反映了主压应力的直接作用. 乌鲁木齐周边地区(II区)的快波偏振方向较为复杂, 其表现为存在两个优势偏振方向, 分别为NNE向和NEE向. 其中第一个优势方向与该区最大主应力轴方位(18.3°)基本一致, 第二个优势方向与该区附近断裂带NEE走向(吴传勇等, 2008; 冉勇康等, 2007)较为一致, 表明该区的剪切波分裂特征受到区域应力场和局部构造作用的双重影响.

(2) 南天山东段(III区)其主要的优势偏振方向为NNE向, 与这一地区主压应力方向较为一致(李金等, 2015), 此外该区还显示出一个近EW向的优势偏振方向, 这一方向则与这一地区广泛分布的EW向断裂走向及构造线走向基本一致. 南天山西段地区(IV区)的构造运动较为活跃, 同时其地壳各向异性的分区特征也更加明显. 根据其快波优势偏振方向的区域特征, 可分为三个子区(IV₁、IV₂、IV₃). IV₁区位于柯坪块体, 快波优势偏振方向为NE向, 与其附近迈丹断裂及柯坪断裂的走向基本一致. 因而认为这一地区的剪切波分

裂特征主要受到其周围断裂的影响较为明显. IV₂区和IV₃区均位于喀什-乌恰交汇区, 但其所表现出的各向异性特征却存在明显差异, 靠近塔里木盆地的IV₂区的快波优势偏振方向为NW向, 与这一地区的主压应力NNW向(丁国瑜和卢演传, 1991; 许忠淮等, 1989)较为吻合. 而IV₃区位于3个地质构造单元的交接带, 在印度板块和欧亚板块的碰撞和持续汇聚作用下, 两大板块的相互挤压作用主导性地控制了区域深大断裂的性质, 帕米尔的陆内俯冲和变形作用非常强烈. 快波优势偏振方向为NNE向, 与这一地区的最大主应力方向N25°E相差不大(唐兰兰等, 2012; 李金等, 2015), 表现出与区域构造运动的密切关联.

由以上结果可以看出, 在天山构造带受盆地挤压及山前地表构造变形最强的区域, 快波方向与其附近的构造应力场特征展现出很好的一致性, 显示出明显的应力挤压现象, 与“层间插入消减”“板内相向俯冲”等动力学模型的相关认识较为相符, 即天山造山带相对于南北两侧的盆地相对较软, 是地壳缩短变形的主要区域, 受到印度板块与西伯利亚板块敛合作用的远程影响, 塔里木盆地向天山地壳与上地幔层间插入与俯冲消减(胥颐等, 2001; Xu等, 2002; 赵俊猛等, 2001, 2006). 由于本文仅得到天山构造带上地壳各向异性结果, 对于更深部的动力学机制尚不能提供约束.

(3) 天山构造带不同区域台站的慢波时间延迟分区特征较为明显. 北天山和南天山地区的慢波时间延迟自东向西均呈现出递增的趋势. 慢波时间延迟值的大小反映了各向异性程度. 实际观测中, 慢波时间延迟与构造形态、岩石成分、是否含流体和应力有关, 若忽略其他因素的可能差异, 不同区域的慢波时间延迟不同, 通常揭示了应力大小(对应介质变形程度)的不同(Crampin等, 1990; 高原等, 1996). 针对天山地区的GPS研究结果显示, 天山北侧倾滑速率自西向东从8~10mm a⁻¹递减为1~2mm a⁻¹; 而南天山西段(76°E)有20mm a⁻¹的地壳快速缩短, 其表现为跨天山带的南北向汇聚变形从西到东递减, 反映了其挤压构造运动沿南天山构造带也呈现出自西向东递减的变化, 这或许可以用来解释上述天山构造带慢波时间延迟所呈现出的变化特征. 构造运动最为剧烈的帕米尔东北侧地区(IV₃区)的慢波时间延迟平均值显著高于其他地区, 显示出这个地区的各向异性显著强于天山构造带其他地区. 这一结果与该区复杂的构造分布特征及强烈的

构造变形运动密切相关。

(4) 有研究结果显示, 天山构造带部分区域存在各向异性的多层模式。例如基于远震S波的研究结果显示, 乌什台下方介质存在双层各向异性, 其中下层各向异性方向为N60°E, 而上层各向异性方向则为N110°E(Farra等, 1991)。江丽君等(2010)发现天山构造带伊塞克湖西侧AAK台、KBK台等附近区域, 也表现出2个明显不同的快波各向异性方向。靠近塔里木盆地西北角的IV₂区, 地表沉积层可达12~13km, 往往认为应表现出较强的各向异性。沉积层的地震各向异性主要因速度垂向变化所致, 该结构对应的是带有垂向对称轴的横向各向异性。受应力作用的岩体产生的微裂隙定向排列结构是一种带有水平对称轴的横向各向异性结构。考察IV₂区的6个台站, 其偏振方向呈现出较好的一致性, 以NW向为主。其中八盘水磨台表现出两个优势偏振方向NW向和NE向, 但考察其使用到的地震数据, 其定位深度均位于7~12km, 未能显示出较明显的分层现象。此外考察昭苏台、石场台、二宫台、拜城台等具有两个优势偏振方向的台站, 均未能显示出较为明显的分层现象。分析其原因可能是受限于地震定位精度的影响, 新疆区域地震台网给出的编目目录的深度受限于台网分布, 且2009年以后的定位深度普遍浅于此(并不影响其落入剪切波窗口内), 在部分区域定位精度有限, 暂不能分辨是否存在分层各向异性。因此想要观察到各向异性分层现象, 可能需要更精细的观测证据。此外, 针对天山地区5个具有两个快波优势方向的台站, 从地震方位投影中我们也未观测出快波偏振方向随方位的变化, 其可能也和有效数据量不足和定位误差等原因有关。

致谢 研究过程中得到了中国地震局地震预测研究所王琮副研究员、中国科学院广州地球化学研究所肖卓博士和安徽省地震局鲍子文助理工程师的帮助, 在此一并表示衷心的感谢。文中部分图件采用GMT绘制。

参考文献

- 鲍子文, 高原. 2017. 天山构造带及邻区地壳各向异性. 地球物理学报, 60: 1359–1375
- 崔效锋. 2006. 伽师及周围地区现代构造应力场特征研究. 地震学报, 28: 347–356
- 邓起东, 冯先岳, 尤惠川. 1991. 新疆独山子-安集海活动逆断裂褶皱

- 带的变形特征段及其形成机制. 活动断裂研究(1). 北京: 地震出版社. 17–36
- 邓起东, 冯先岳, 张培震, 徐锡伟, 杨晓平, 彭斯震, 李军. 2000. 天山活动构造. 北京: 地震出版社
- 丁国瑜, 卢演俦. 1986. 对我国现代板内运动状况的初步探讨. 科学通报, 31: 1412–1415
- 丁国瑜, 卢演俦. 1991. 中国岩石圈动力学概论. 北京: 地震出版社
- 冯先岳, 邓起东, 石监邦. 1991. 天山南北缘活动构造及其演化活动断裂研究. 北京: 地震出版社
- 高国英, 聂晓红, 龙海英. 2010. 2003~2008年新疆区域构造应力场特征探讨. 地震地质, 32: 70–79
- 高国英, 曲延军. 1998. 乌鲁木齐地区构造应力场与中强震活动特征研究. 内陆地震, 12: 296–303
- 高国英, 王海涛, 聂晓红, 龙海英. 2007. 新疆伽师及周围构造应力场区域特征探讨. 地震地质, 29: 77–87
- 高国英, 王季达. 1993. 天山地震带及乌恰交汇区强震活动特征. 内陆地震, 7: 271–278
- 高国英, 温和平, 聂晓红. 2005. 1991~2002年新疆中强震震源机制解分析. 地震, 25: 81–87
- 高原, 刘希强, 梁维, 郝平. 2004. 剪切波分裂系统分析方法(SAM)软件系统. 中国地震, 20: 101–107
- 高原, 吴晶. 2008. 利用剪切波各向异性推断地壳主压应力场——以首都圈地区为例. 科学通报, 53: 2933–2939
- 高原, 郑斯华, 孙勇. 1995. 唐山地区地壳裂隙各向异性. 地震学报, 17: 283–293
- 高原, 郑斯华, 王培德. 1996. 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, 39: 221–232
- 郭桂红, 张智, 程建武, 董治平, 闫建萍, 马亚维. 2015. 青藏高原东北缘地壳各向异性的构造含义. 地球物理学报, 58: 4092–4105
- 江丽君, 李永华, 吴庆举. 2010. 中天山及邻区S波分裂研究及其动力学意义. 地球物理学报, 53: 1399–1408
- 赖院根, 刘启元, 陈九辉, 郭颀, 李顺成. 2002. 新疆伽师强震群区的横波分裂与应力场特征. 地球物理学报, 45: 83–92
- 赖院根, 刘启元, 陈九辉, 刘洁, 李顺成, 郭颀, 黄志斌. 2006. 首都圈地区横波分裂与地壳应力场特征. 地球物理学报, 49: 189–196
- 李金, 周龙泉, 龙海英, 聂晓红, 郭寅. 2015. 天山地震带(中国境内)震源机制一致性参数的时空特征. 地震地质, 37: 792–803
- 李锦铁, 王克卓, 李亚萍, 孙桂华, 褚春华, 李丽群, 朱志新. 2006. 天山山脉地貌特征、地壳组成与地质演化. 地质通报, 5: 895–909
- 李松林, 张先康, Mooney W D, 赖晓玲, Michael A J, 段永红. 2002. 伽师地震区地壳细结构及发震断层的初步研究. 地球物理学报, 45: 76–82
- 李昱, 刘启元, 陈九辉, 李顺成, 郭颀, 赖院根. 2007. 天山地壳上地幔的S波速度结构. 中国科学D辑: 地球科学, 37: 344–352
- 刘洁, 刘启元, 郭颀, 宋惠珍. 2006. 中国境内天山上地幔小尺度对流与造山作用. 中国科学D辑: 地球科学, 37: 728–735

- 龙海英, 高国英, 聂晓红, 李莹甄, 沈军. 2008. 北天山中东段中小地震震源机制解及应力场反演. 地震, 28: 93–99
- 卢华复, 王胜利, 贾东, 王良书, 刘绍文. 2005. 塔里木盆地与天山山脉晚新生代盆地耦合机制. 高校地质学报, 11: 493–503
- 卢华复, 王胜利, Suppe J, Hubert-Ferrari A, 印栋豪, 阎福礼, 陈剑. 2002. 天山中段南麓的第四纪褶皱作用. 科学通报, 47: 1675–1679
- 彭树森. 1993. 大地形变测量所反应的天山最新构造运动. 内陆地震, 7: 136–141
- 曲国胜, 李亦纲, 李岩峰, Canerot J, 陈新发, 尹军平, 陈新安, 张宁, Deramond J. 2005. 塔里木盆地西南前陆构造分段及其成因. 中国科学D辑: 地球科学, 35: 193–202
- 曲延军, 王海涛, 沈军. 2008. 天山地震带强震活动特征. 内陆地震, 22: 289–297
- 冉勇康, 陈立春, 沈军, 李军, 宫会玲. 2007. 乌鲁木齐西山断裂组与地表破裂型逆断层古地震识别标志. 地震地质, 29: 218–235
- 沈军, 柏美祥, 石广岭. 2011. 新疆及邻区地震构造图简介. 内陆地震, 25: 97–108
- 沈军, 唐丽华, 寇大兵. 2005. 2003年12月1日新疆昭苏6.1级地震烈度与房屋震害. 内陆地震, 19: 207–214
- 沈军, 汪一鹏, 李莹甄, 姜慧, 向志勇. 2003. 中国新疆天山博阿断裂晚第四纪右旋走滑运动特征. 地震地质, 25: 183–195
- 石玉涛, 高原, 吴晶, 太龄雪. 2008. 剪切波分裂分析系统SAM(2007)——区域地震台网资料应用实例. 中国地震, 24: 354–361
- 唐兰兰, 赵翠萍, 王海涛. 2012. 2008年新疆乌恰6.8级地震序列震源特征及帕米尔东北缘应力场研究. 地球物理学报, 55: 1228–1239
- 王椿镛, 吴建平, 楼海, 常利军, 苏伟. 2006. 青藏高原东部壳幔速度结构和地幔变形场的研究. 地学前缘, 13: 349–359
- 王琪, 丁国瑜, 乔学军, 王晓强, 游新兆. 2000. 天山现今地壳快速缩短与南北地块的相对运动. 科学通报, 45: 1543–1547
- 王琪, 张培震, 牛之俊, Freymueller J T, 赖锡安, 李延兴, 朱文耀, 刘经南, Bilham R, Larson K M. 2001. 中国大陆现今地壳运动和构造变形. 中国科学D辑: 地球科学, 31: 529–536
- 吴传勇, 阿里木江, 戴训也, 吴国栋, 陈建波. 2014. 西南天山迈丹断裂东段晚第四纪活动的发现及构造意义. 地震地质, 36: 976–990
- 吴传勇, 沈军, 李军, 向志勇, 胡军, 伊力亚尔. 2008. 乌鲁木齐西山逆断层组的新活动特征. 中国地震, 24: 337–344
- 吴晶, 高原, 蔡晋安, 石玉涛, 林树, 鲍挺, 李祖宁. 2007. 华夏地块东南部地壳地震各向异性特征初步研究. 地球物理学报, 60: 1748–1756
- 吴鹏, 高原, 陈安国, 石玉涛. 2020. 青藏高原东南缘三江地区上地壳各向异性初步研究. 地球物理学报, 63: 1104–1116
- 胥颐, 刘福田, 刘建华, 陈辉, 孙若昧. 2001. 中国西北大陆碰撞带的深部特征及其动力学意义. 地球物理学报, 44: 40–47
- 许忠淮, 汪素云, 黄雨蕊, 高阿甲. 1989. 由大量的地震资料推断的我国大陆构造应力场. 地球物理学报, 32: 637–647
- 杨少敏, 李杰, 王琪. 2008. GPS研究天山现今变形与断层活动. 中国科学D辑: 地球科学, 38: 872–880
- 杨晓平, 邓起东, 张培震, 徐锡伟. 2008. 天山山前主要推覆构造区的地壳缩短. 地震地质, 30: 112–131
- 张辉, 高原, 石玉涛, 刘小凤, 王熠熙. 2012. 基于地壳介质各向异性分析青藏高原东北缘构造应力特征. 地球物理学报, 55: 95–104
- 张红艳, 谢富仁, 崔效锋. 2014. 北天山中东段活动断层滑动与现代构造应力场. 中国地震, 30: 13–22
- 张浪平, 邵志刚, 李志海. 2014. 印度板块与欧亚板块在兴都库什——帕米尔地区相互俯冲的动力作用分析. 地球物理学报, 57: 459–471
- 张欣欣, 陶小晚, 杨敏. 2015. 秋里塔格构造带构造特征及变形分析. 科学技术与工程, 15: 182–188
- 张艺, 高原. 2017. 中国地震科学台阵两期观测资料近场记录揭示的南北地震带地壳剪切波分裂特征. 地球物理学报, 60: 2181–2199
- 张志斌, 金花, 王晓飞. 2019. 单纯形定位方法在新疆数字地震台网的测定精度分析. 震灾防御技术, 14: 200–209
- 赵俊猛, 刘国栋, 卢造勋, 张先康, 赵国泽. 2001. 天山造山带与准噶尔盆地壳幔过渡带及其动力学含义. 中国科学D辑: 地球科学, 31: 272–282
- 赵俊猛, 卢芳, 嘉世旭, 徐强, 唐伟. 2006. 伽师强震群的深部动力学条件. 地震研究, 29: 338–343
- 郑秀芬, 陈朝辉, 张春贺. 2008. 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的变化的研究. 地球物理学报, 51: 149–157
- Abdrakhmatov K Y, Aldazhanov S A, Hager B H, Hamburger M W, Herring T A, Kalabaev K B, Makarov V I, Molnar P, Panasyuk S V, Prilepin M T, Reilinger R E, Sadybakasov I S, Souter B J, Trapeznikov Y A, Tsurkov V Y, Zubovich A V. 1996. Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates. Nature, 384: 450–453
- Allen M B, Vincent S J, Wheeler P J. 1999. Late Cenozoic tectonics of the Kepingtage thrust zone: Interactions of the Tien Shan and Tarim Basin, northwest China. Tectonics, 18: 639–654
- Chen Y H, Roecker S W, Kosarev G L. 2005. Elevation of the 410 km discontinuity beneath the central Tien Shan: Evidence for a detached lithospheric root. Geophys Res Lett, 24: 1531–1534
- Crampin S. 1978. Seismic-wave propagation through a cracked solid: Polarization as a possible dilatancy diagnostic. Geophys J Int, 53: 467–496
- Crampin S. 1984. Effective anisotropic elastic constants for wave propagation through cracked solids. Geophys J Int, 76: 135–145
- Crampin S, Gao Y. 2010. Earthquakes can be stress-forecast. Geophys J Int, 180: 1124–1127
- Crampin S, Peacock S. 2005. A review of shear-wave splitting in the

- compliant crack-critical anisotropic earth. [Wave Motion](#), 41: 59–77
- Crampin S, Booth D C, Evans R, Peacock S, Fletcher J B. 1990. Changes in shear wave splitting at Anza near the time of the North Palm Springs earthquake. [J Geophys Res](#), 95: 11197–11212
- Farra V, Vinnik L P, Romanowicz B, Kosarev G L, Kind R. 1991. Inversion of teleseismic S particle motion for azimuthal anisotropy in the upper mantle: A feasibility study. [Geophys J Int](#), 106: 421–431
- Gao Y, Crampin S. 2006. A stress-forecast earthquake (with hindsight), where migration of source earthquakes causes anomalies in shear-wave polarisations. [Tectonophysics](#), 426: 253–262
- Gao Y, Crampin S. 2004. Observations of stress relaxation before earthquakes. [Geophys J Int](#), 157: 578–582
- Gao Y, Wang P, Zheng S, Wang M, Chen Y, Zhou H. 1998. Temporal changes in shear-wave splitting at an isolated swarm of small earthquakes in 1992 near Dongfang, Hainan Island, Southern China. [Geophys J Int](#), 135: 102–112
- Gao Y, Wu J. 2008. Compressive stress field in the crust deduced from shear-wave anisotropy: An example in capital area of China. [Sci Bull](#), 53: 2840–2848
- Gao Y, Wu J, Fukao Y, Shi Y, Zhu A. 2011. Shear wave splitting in the crust in North China: Stress, faults and tectonic implications. [Geophys J Int](#), 187: 642–654
- Gao Y, Chen A, Shi Y, Zhang Z, Liu L. 2019. Preliminary analysis of crustal shear-wave splitting in the Sanjiang lateral collision zone of the southeast margin of the Tibetan Plateau and its tectonic implications. [Geophys Prospect](#), 67: 2432–2449
- Makeyeva L I, Vinnik L P, Roecker S W. 1992. Shear-wave splitting and small-scale convection in the continental upper mantle. [Nature](#), 358: 144–147
- Molnar P, Tapponnier P. 1975. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision: Features of recent continental tectonics in Asia can be interpreted as results of the India-Eurasia collision. [Science](#), 189: 419–426
- Reigber C, Michel G W, Galas R, Angermann D, Klotz J, Chen J Y, Papschev A, Arslanov R, Tzurkov V E, Ishanov M C. 2001. New space geodetic constraints on the distribution of deformation in Central Asia. [Earth Planet Sci Lett](#), 191: 157–165
- Roecker S W. 2001. Constraints on the crust and upper mantle of the Kyrgyz Tien Shan from the preliminary analysis of GHENGIS broad-band seismic data. [Russ Geol Geophys](#), 42: 1554–1565
- Shi Y T, Gao Y, Shen X, Liu K H. 2020. Multiscale spatial distribution of crustal seismic anisotropy beneath the northeastern margin of the Tibetan plateau and tectonic implications of the Haiyuan fault. [Tectonophysics](#), 774: 228274
- Vinnik L P, Aleshin I M, Kiselev S G, Kosarev G L, Makeyeva L I. 2007. Depth localized azimuthal anisotropy from SKS and P receiver functions: The Tien Shan. [Geophys J Int](#), 169: 1289–1299
- Vinnik L P, Reigber C, Aleshin I M, Kosarev G L, Kaban M K, Oreshin S I, Roecker S W. 2004. Receiver function tomography of the central Tien Shan. [Earth Planet Sci Lett](#), 225: 131–146
- Vinnik L P, Saipbekova A M. 1984. Structure of the lithosphere and asthenosphere of the Tien Shan. [Ann Geophys](#), 2: 621–626
- Wolfe C J, Vernon F L III. 1998. Shear-wave splitting at central Tien Shan: Evidence for rapid variation of anisotropic patterns. [Geophys Res Lett](#), 25: 1217–1220
- Xu Y, Liu F T, Liu J H, Chen H. 2002. Crust and upper mantle structure beneath western China from P wave travel time tomography. [J Geophys Res](#), 107: ESE 4-1
- Yin A, Nie S, Craig P, Harrison T M, Ryerson F J, Xianglin Q, Geng Y. 1998. Late Cenozoic tectonic evolution of the southern Chinese Tian Shan. [Tectonics](#), 17: 1–27

(责任编辑: 袁怀玉)