

青海共和地震震源过程的复杂性*

陈运泰 赵明 李旭 许力生

(中国北京 100081 国家地震局地球物理研究所)

摘 要

1990年4月26日青海共和 $M_s=6.9$ 地震是近年来发生于青藏高原东北部的一次重要的事件,本文综合运用水准测量资料和中国数字地震台网记录到的地震波形资料,反演了共和地震的震源过程,研究了共和地震震源过程的复杂性.结果表明,共和地震是在压力轴方向为接近于水平的NE向的构造应力作用下,沿着一条走向为NWW、倾向SSW的隐伏断层发生的、以逆冲为主但具有走滑分量的左旋逆断层错动,其地震矩约为 $8.6 \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m}$,应力降约为4.5 MPa.共和地震无论在空间分布上,还是在时间进程上,都是一次复杂的事件.在地震断层的NWW端较浅部和SEE端较深部各有一个滑动量较大的区域,即地震矩释放最集中的区域.整个地震过程主要由三次事件构成:事件1发生于0~14.0 s,是一次逆冲大于走滑的左旋-逆断层事件;事件2发生于14.0~29.0 s,是一次走滑为主的左旋-逆断层事件;事件3发生于29.0~52.0 s,是一次走滑为主的左旋-正断层事件.

由形变资料和地震波资料反演得到的青海共和地震震源过程的复杂性,从定性上解释了等震线形态的主要特征以及余震空间分布图象的特点;从定量上证实了青藏高原东北部构造应力场的压力轴取向是沿着接近于水平的NE方向,支持了曾融生等(1992)提出的印度板块与欧亚板块的碰撞及青藏地壳物质东移的新模式以及Avouao和Tapponnier(1993)提出的柴达木盆地-共和盆地地块从整体上看相对于西伯利亚地块旋转的模式,表明了青藏高原东北部的构造、运动、变形和地震活动与印度板块和欧亚板块相对运动、互相碰撞的密切联系.

关键词 青藏高原;青海共和地震;震源过程;反演;水准测量;波形;中国数字地震台网

引 言

1990年4月26日,在我国青海省共和县发生了一次破坏性地震(图1).这次地震的震中位置是:纬度 $\varphi=35.986^\circ\text{N}$,经度 $\lambda=100.245^\circ\text{E}$,震源深度 $h=8.1 \text{ km}$,发震时间 $O=09 \text{ h } 37 \text{ min } 15 \text{ s UTC}$ ($17 \text{ h } 37 \text{ min } 15 \text{ s BTC}$),震级 $M_s=6.9$.地震震中位于青藏高原东北部的共和盆地内,靠近盆地的南部边缘.在这次地震发生之前,共和盆地及其周围地区近期的地震危险性并不引人注目.历史上,这个地区未曾有过6.0级以上地震的记载(1900年以前)或地震仪器的记录(1900~1989);其近期(1970年以来)的微震活动水平,与青海省全省的平均地震活动水平相比,也是相当低的(图1).在青海省的地震烈度区划图上,

* 国家地震局地球物理研究所论著 94C0038.

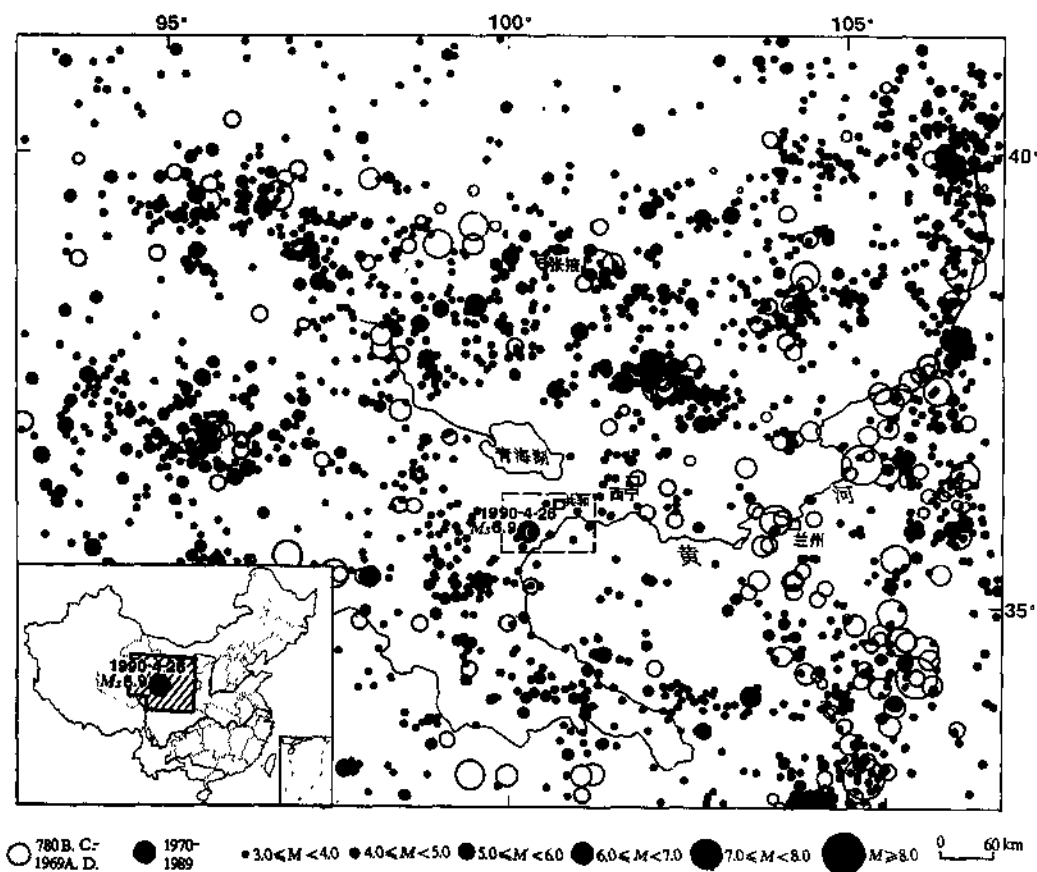


图1 1990年4月26日青海共和 $M_s=6.9$ 地震震中位置和周围地区的地震活动性(780 B.C. - 1989 A.D.)

共和盆地的烈度是Ⅵ度, 还不及盆地周围的地区如兴海、同德等地的烈度(Ⅷ度)高(曾秋生, 1990; 1991)。

这次地震造成126人死亡, 受伤人数超过2000人。强烈地震动使极震区内的建筑物全部倒塌, 震中烈度 $I_0=Ⅷ$ 。青海全省、乃至震中以东约300 km的甘肃省兰州市以及震中以北约360 km的张掖均有震感(图2)。

对这次地震的震源机制与发震构造, 已有一些研究工作(曾秋生, 1990; 涂德龙, 1990)和常规的测定结果(Person, 1990; Dziewonski *et al.*, 1991)。但是, 结果比较分散。特别是, 对于这次地震的震源机制与发震构造尚无共识。然而有一点是公认的, 即这次地震的震源过程相当复杂, 可资利用的观测资料对于震源机制解的约束很差(Person, 1991)。

在这次地震发生之前, 共和盆地及其周围地区的地震活动性较低, 对于运用地震学方法对青藏高原东北部的构造应力场进行研究很不利。现在已经得到的研究表明, 这个地区的构造应力的压力轴沿NE向。但是, 与其它地区的结果相比, 这个结果所依据的资料较少, 结果的可靠性也稍差(许忠淮等, 1989)。印度板块从青藏高原南面向欧亚板块移

动,两大板块在青藏高原的碰撞造成了像喜马拉雅山、天山那样大范围的逆冲带以及像阿尔金山、喀喇昆仑山那样规模宏大的走滑断层。根据这些逆冲带的缩短速率的估计值以及走滑断层的滑动速率的测量值,通过反演得到的中亚活动形变的运动学模式(Avouac and Tapponnier, 1993)表明,由在北部的海原断层、在西部的阿尔金山断层以及在南部的昆仑山断层等三条规模宏大的左旋断层界定的柴达木盆地-共和盆地是一个向北凸出的弯曲状的地块,它相对于西伯利亚地块顺时针旋转。但是关于这点,资料、特别是包括共和盆地在内的经度 90°E 以东地区的资料仍嫌不足(Avouac and Tapponnier, 1993)。

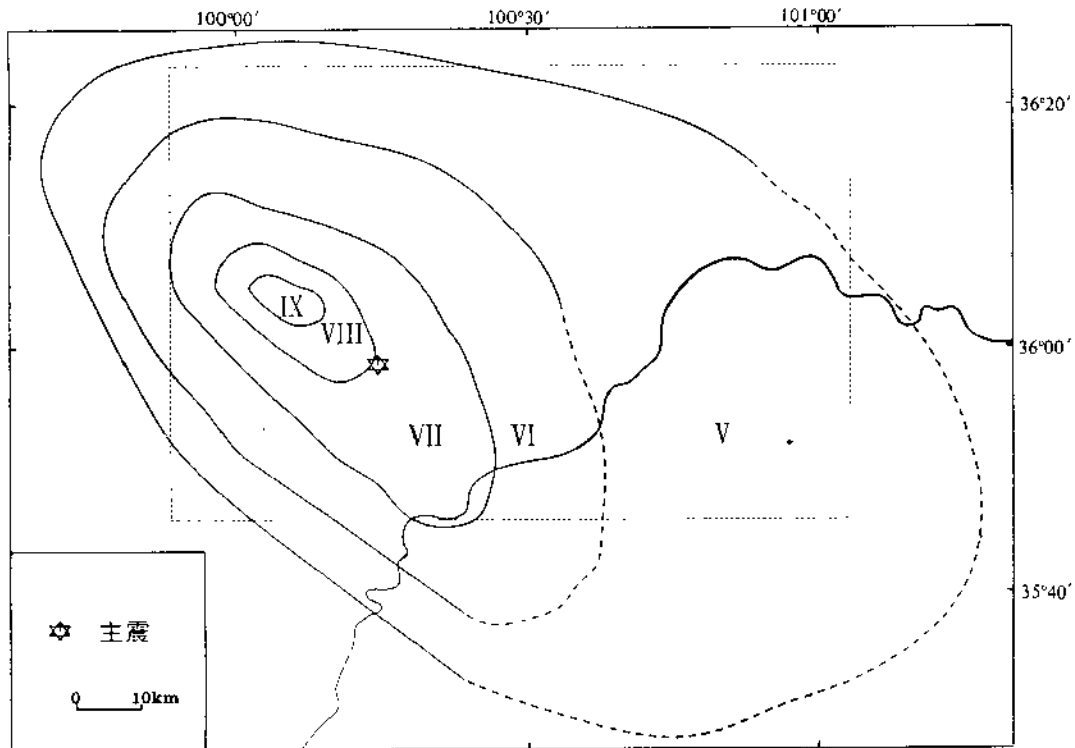


图2 青海共和地震的等震线
图中的细虚线矩形相应于图3所表示的范围

共和地震的发生正好提供了一次有利的机会研究青藏高原东北部的构造应力场以及中亚的大地构造、运动和变形。为了阐明发生于青藏高原东北部的这次较大地震的震源机制、发震构造和青藏高原东北部的构造应力场,我们综合利用大地测量资料和中国数字地震台网(CDSN)记录到的地震波形资料研究了共和地震的震源过程。整个工作分成三个部分。首先,我们使用在共和地震之前和地震之后两次测量得到的水准测量资料反演共和地震的震源机制、断层面的形状以及滑动量在断层面的分布。其次,我们使用中国数字地震台网的长周期(LP)和宽频带(BB)记录资料,反演共和地震的矩张量,求得反映共和地震断面上的滑动量随时间变化的震源时间函数。最后,根据由地面形变资料和地震波形资料得到的结果,结合共和地震等震线的形态、余震活动的分布图象以及共和盆地内地质

构造的特点,分析共和地震的发震构造、震源过程的复杂性以及青藏高原东北部构造应力场的特征,并探讨这一地区的地震动力及其来源。

1 共和地震震源机制的总体特征和滑动量 在断层面的非均匀分布

1.1 由水准测量资料得到的共和地震震源机制

国家地震局第二地形变监测中心在共和地震前的 1978~1979 年以及震后的一个半月(1990 年 5~6 月)的时间内,在这次地震的极震区进行了重复大地水准测量,取得了包含震中的东西方向长 100 km、南北方向宽 60 km 范围内的地面垂直形变资料(图 3)。测点共有 27 个,分布在大致呈横卧的 Y 形的两条测线(测线 a 和测线 b)上。测线穿过极震区,总长度 162.6 km,最大水准变化值达 358 mm,测量误差 $\sigma_1 = 0.43 \text{ mm/km}^{1/2}$ (巩守文、郭逢英, 1992)。

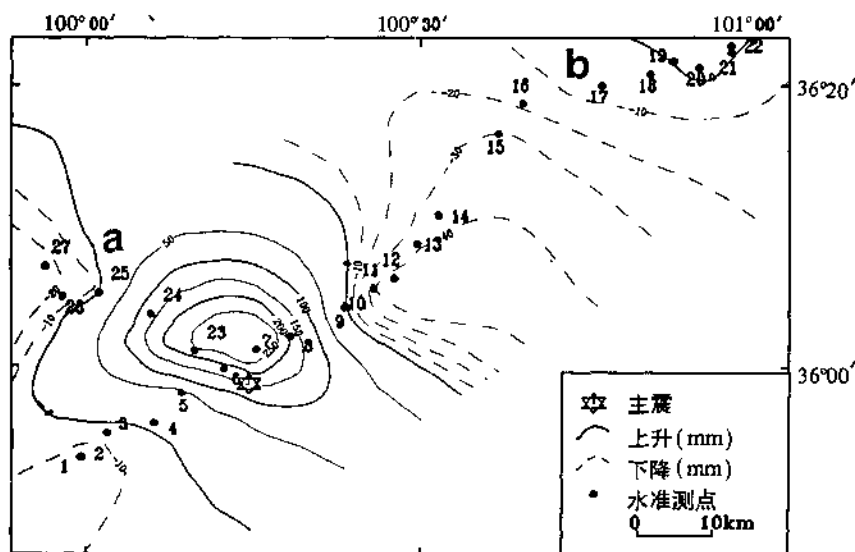


图 3 青海共和地震引起的地面垂直形变图

根据这些资料,我们先借助一个简单的、矩形的、均匀滑动的断层模式,反演出共和地震震源机制的总体特征,即断层的走向、倾向、倾角、长度、宽度、平均错距与滑动方向以及断层的地理位置(赵明等, 1992; Zhao *et al.*, 1993)。

设地震震源为一埋藏于均匀、各向同性和完全弹性的半无限介质中的矩形断层,走向为 α , 倾角 θ , 断层长度 $2L$, 沿着断层面的倾斜方向,断层上部边界距离地表面为 d , 下部边界距离地表面为 D , 断层宽度为 $W = D - d$, 走向滑动错距为 ΔU_1 , 倾向滑动错距为 ΔU_2 。在震源坐标系中,由精确的解析表示式可以计算出这一断层产生的地表面上某一点的位移(Mansinha and Smylie, 1971; 陈运泰等, 1975)。

设震源坐标系的原点 O 在地理坐标系中的坐标为 (s_1, s_2, o) , 则地理坐标为 (X_1, X_2, o)

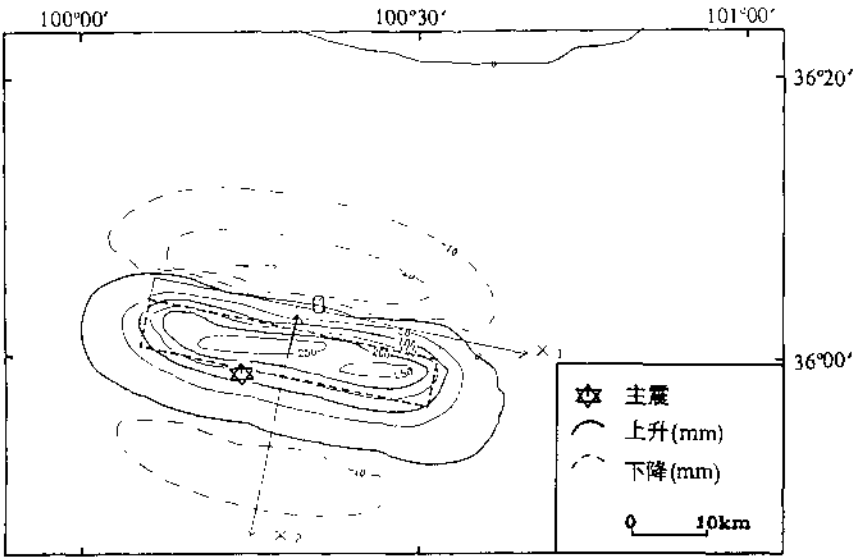


图 4 由水准测量资料反演得到的青海共和地震的矩形的、均匀滑动分布的断层模式及由它引起的垂直位移场的理论计算值

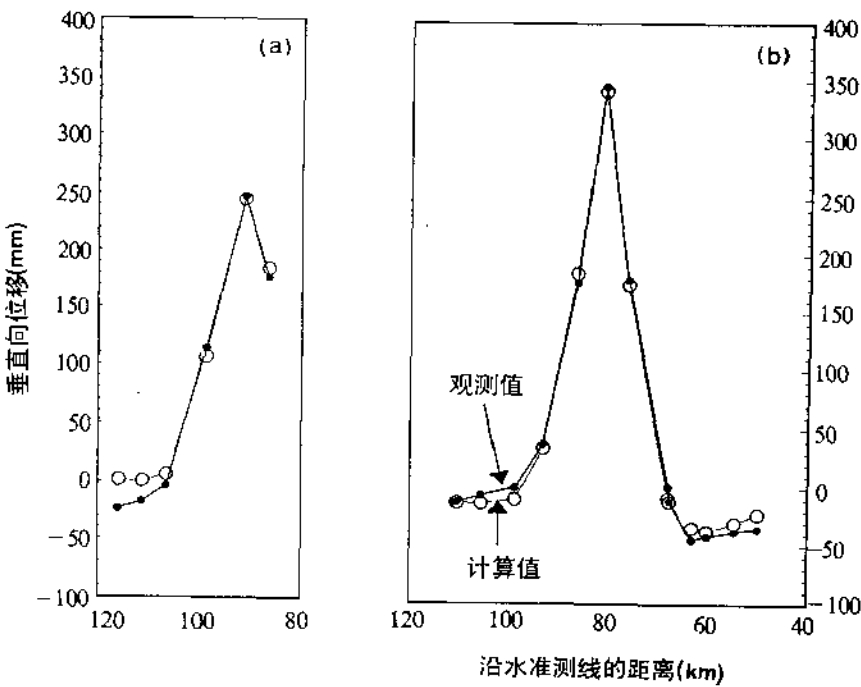


图 5 矩形的、均匀滑动分布的断层模式在各观测点引起的垂直位移的理论计算值与观测值的符合情况

的地面上任一观测点的垂直位移 u 可以表示为(陈运泰, 1979):

$$u = u(\alpha, \theta, L, d, D, \Delta U_s, \Delta U_d, s_1, s_2; X_1, X_2) \quad (1)$$

地面位移是震源参数的非线性函数。为了由地面垂直位移的观测资料反演震源参数, 我们将其线性化, 然后由震源参数 $\alpha, \theta, L, d, D, \Delta U_s, \Delta U_d, s_1, s_2$ 构成的模式参数向量的某个的初值出发, 经过反复迭代, 求得满足收敛准则的最优解(陈运泰等, 1979)。通过反演, 我们得到了如表 1 所示的震源机制。反演结果的均方根残差 $r = 14.2 \text{ mm}$ 。

表 1 用水准测量资料反演得到的青海共和地震的震源机制

模式参数	$\alpha/(^{\circ})$	$\theta/(^{\circ})$	L/km	d/km	D/km	$\Delta U_s/\text{cm}$	$\Delta U_d/\text{cm}$	s_1/km	s_2/km
反演结果	102	46	20	5	14	5	-79	93.0	34.5
标准误差	3	2	1	1	1	22	16	0.4	0.3

图 4 表示用水准测量资料反演得到的青海共和地震的矩形断层模式在地面上的投影, 图中同时表示了主震震中在地面上的投影。图 5 是由矩形断层模式在各观测点上引起的垂直位移的理论计算值与观测值的符合情况。反演结果表明, 青海共和地震的震源机制总体上可以用一条 NWW 向的隐伏断层表示, 该断层倾向 SSW, 是一条逆冲为主但具有小量的走滑分量的左旋-逆断层。

由形变资料反演得到的结果, 我们计算了地震矩、应力降、应变降和所释放的能量。它们分别为 $9.4 \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m}$, 4.9 MPa , 7.4×10^{-5} 和 $7.0 \times 10^{14} \text{ J}$ 。与典型的板内地震的应力降(几十 MPa)相比, 共和地震的应力降是较低的, 其数值更接近于典型的、只有几 MPa 的板间地震的应力降(Kanamori and Anderson, 1975)。

1.2 共和地震断层面上滑动量的分布

尽管由地面垂直形变资料反演得到的矩形断层模式较好地解释了观测到的地面垂直形变, 但是同时也应注意到, 由均方根残差所表示的垂直位移理论计算值与观测值的不符合程度($\bar{r} = 14.2 \text{ mm}$)要比观测资料的均方根误差($\sigma = 3.9 \text{ mm}$)大。这种情况表明, 简单的、矩形的、均匀滑动的断层模式只是从总体上较好地解释了观测到的地面垂直形变, 但尚不足以圆满地解释所观测到的地面垂直形变。为了更好地解释所观测到的地面垂直形变, 需要引进更接近实际情形的断层模式。

地震断层绝非简单的、均匀滑动的矩形断层, 它的形状可能是很不规则的, 断层面上每一点的滑动方向和滑动量也可能是不一样的, 甚至一个地震也可能是由若干个断层接连发生错动所产生的。以简单的矩形断层反演得到的结果只是共和地震震源机制总体特征的反映。下面以这个结果为基础, 我们来反演断层面上滑动量的分布。

把断层面分成 m 个小矩形面积元, 设每个面积元的滑动向量的方向都一样, 都沿着由简单的矩形断层模式确定的滑动向量的方向, 但滑动量 $D_j, j = 1, 2, \dots, m$ 因地点而异, 则地面上第 i 个观测点的位移 u_i 是这些小面积元上的滑动在该观测点上所产生的位移的叠加

$$u_i = K_{ij} D_j, \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (2)$$

式中, n 是观测资料数, K_{ij} 是当滑动量为一个单位时第 j 个小矩形面积元在第 i 个观测点上所产生的位移(Ward and Barrientos, 1986)。

式(2)表示了地面上各观测点的位移与断层面上各小面积元的滑动量之间的线性关系。因此, 通过线性反演, 便可得出断层面上的滑动量的分布。

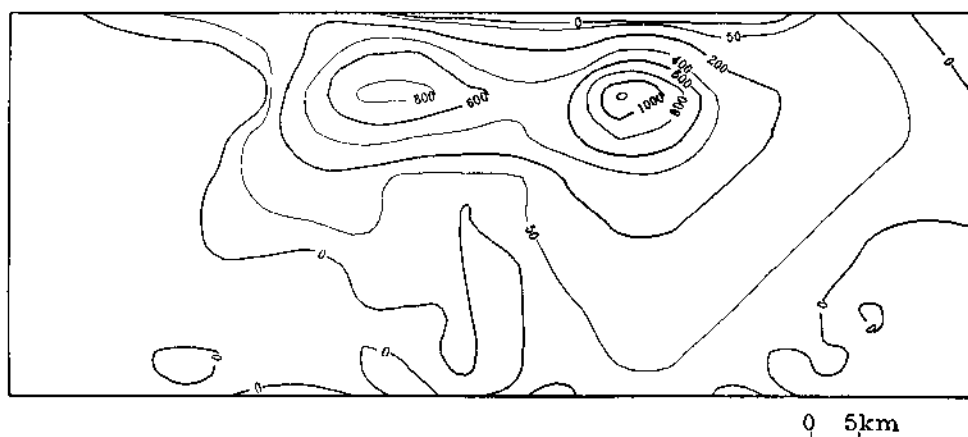


图6 滑动量在断层面的分布.

图中等值线上的数字表示滑动量,以 mm 为单位

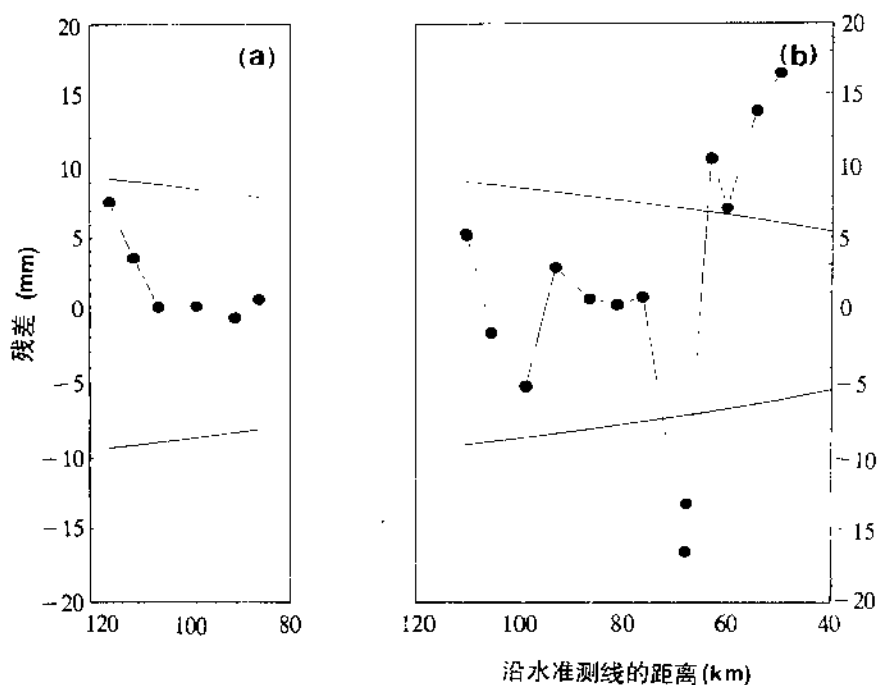


图7 滑动量非均匀分布的断层模式在沿测线的各观测点引起的垂直位移的理论计算值与观测值的符合情况. 图中纵坐标表示残差(观测值与理论计算值之差),横坐标表示沿测线的距离,虚线表示沿着测线测量的标准误差的二倍的包络线

我们以简单的、矩形的、均匀滑动的断层模式为基础,在假设各小面积元的滑动方向都一样、没有反方向的滑动发生以及总地震矩不大于均匀滑动断层模式的反演结果的约束条件下,用梯度法求解了这个带约束条件的最小二乘问题,反演了滑动量在断层面的分

布. 反演时, 取矩形断层所在平面为断层面, 滑动角 λ 也取自简单的、矩形的、均匀滑动断层模式反演的结果, 即 $\lambda = \tan^{-1}(-\Delta U_d/\Delta U_s) = 86^\circ$.

图 6 是反演得到的滑动量在断层面的分布. 反演后得到的滑动量非均匀分布断层模式所产生的垂直位移的理论值与观测值符合得很好, 在大多数地点, 两者几乎都重合. 为易于看清楚起见, 图 7 给出了沿测线的每个观测点上的残差(观测值与理论值之差). 为便于对比, 图中以虚线绘出了沿着测线测量的标准误差 $\sigma(l)$ 的二倍的包络线,

$$\sigma(l) = \sigma_1 \sqrt{l} \quad (3)$$

是距离测线起点长度为 l 的测点的测量标准误差, σ_1 是测量误差($\sigma_1 = 0.43 \text{ mm/km}^{1/2}$). 从图 7 可以看出, 大多数观测点的残差均小于标准误差. 从总体上说, 滑动量非均匀分布断层模式的均方根残差 $\bar{r} = 7.8 \text{ mm}$, 为观测资料的均方根误差的二倍.

如图 6 所示, 滑动量在断层面上呈非均匀分布. 滑动量较大的地区呈由 NWW(图 6 的左端)向 SEE(图 6 的右端)倾斜的哑铃状. 换句话说, 在断层所在的 NWW-SEE 平面上, 滑动量分布出现两个相对集中的区域. 一个在断层的 NWW 端, 位置较浅, 核心(滑动量大于 60 cm 的区域)位于 $4.3 \sim 12.3 \text{ km}$ 深处; 另一个在断层的 SEE 端, 位置略深, 核心位于 $5.1 \sim 15.4 \text{ km}$ 深处, 且滑动量和滑动区域(从而地震矩的释放量)均较前者大.

2 共和地震的矩张量及其破裂过程的复杂性

2.1 共和地震的矩张量

为了研究共和地震的破裂过程, 我们运用广义反射、透射系数矩阵法和离散慢度积分法合成理论地震图, 计算地震矩张量反演所需要用到的 Green 函数, 利用中国数字地震台网(CDSN)记录到的长周期(LP)体波资料, 在频率域中进行反演求得共和地震的矩张量.

设震源位于坐标原点 O . 当所关心的波长远大于震源的尺度时, 位于 r 处的观测点在 t 时刻的弹性动力学位移 $u_i(r, t)$ 为

$$u_i(r, t) = \int_{-\infty}^{\infty} G_{ij,k}(r, t - t'; O, o) M_{jk}(O, t') dt' \quad (4)$$

式中, $G_{ij,k}(r, t; O, o)$ 是 Green 函数 $G_{ij}(r, t; O, o)$ 对源坐标 x_k' 的偏导数, $M_{jk}(O, t)$ 是地震矩张量.

在频率域中, 上式变为

$$\hat{u}_i(r, \omega) = \hat{G}_{ij,k}(r, O; \omega) \cdot \hat{M}_{jk}(O, \omega) \quad (5)$$

式(4)和(5)简单明了地表示了地动位移、震源和传播路径效应三者之间的线性关系. 基于这些关系, 我们用广义反射、透射系数矩阵法(Kennett, 1983)和离散慢度积分法合成地震图, 计算 Green 函数的偏导数 $G_{ij,k}$. 计算中, 慢度区间取为 $0.09 \sim 0.317 \text{ s/km}$, 频率区间取为 $0.001 \sim 0.1 \text{ Hz}$. 然后, 将 Green 函数的偏导数与仪器响应褶积. 我们使用了中国数字地震台网(CDSN)的长周期(LP)地震记录资料, 对它们只做了从 N-E-U 到 Z-R-T 的坐标变换以及 $0.001 \sim 0.1 \text{ Hz}$ 的带通滤波.

图 8 是由矩张量反演得到的共和地震的矩率张量, 图 9 是其矩张量解及观测与合成地震图. 由图 8 可以看出, $M_s = 6.9$ 的主震是一个复杂的地震, 即使在长周期的记录中, 也能通过矩张量反演看出它至少是由两次事件(以下分别称为事件 A 和事件 C)组成, 事件 A

和事件 C 的时间间隔约为 26 s. 若将事件 A 和事件 C 分别计算, 我们便看出, 它们的震源机制是不相同的(图 10).

表 2 总结了用长周期体波反演得到的青海共和地震的矩张量解计算得到的最佳双力偶解和矩张量 $\mathbf{M}$ 的纯膨胀分量(爆炸源) $\mathbf{I}$ 的强度 P , 纯剪切位错分量(最佳双力偶) $\mathbf{D}$ 的强度(标量地震矩) M_0 和补偿线性向量偶极分量 $\mathbf{L}$ 的强度 C . 由表 2 和图 9、图 10 可以看出, 共和地震系由至少是两次相距 26 s 的事件构成的, 事件 A 和事件 C 都有一个与由地面垂直形变资料反演得到的解相近的节面(表 2 中的节面 1), 其走向分别为 $110^\circ \sim 117^\circ$, 倾角分别为 55° 和 73° , 但滑动角分别为 88° 和 -25° . 这表明, 构成主震的两次事件 A 和 C 均发生于走向 NWW、倾向 SSW、倾角 $55^\circ \sim 73^\circ$ 的断层上, 事件 A 是以逆冲为主的左旋-逆断层, 其标量地震矩为 $6.5 \times 10^{16} \text{ N} \cdot \text{m}$; 而事件 C 则是以左旋走滑为主, 但带有可观的压性的各向同性分量($P = -2.9 \times 10^{16} \text{ N} \cdot \text{m}$), 其标量地震矩为 $4.9 \times 10^{16} \text{ N} \cdot \text{m}$. 两者构成了逆冲分量大于走滑分量的左旋-逆

矩率张量

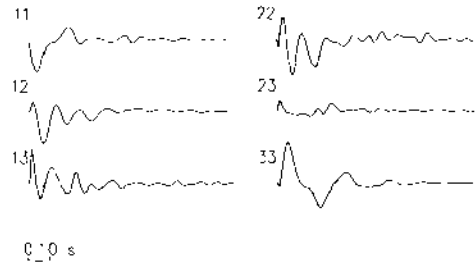


图 8 由矩张量反演得到的 1990 年
4 月 26 日青海共和 $M_s=6.9$
地震的矩率张量

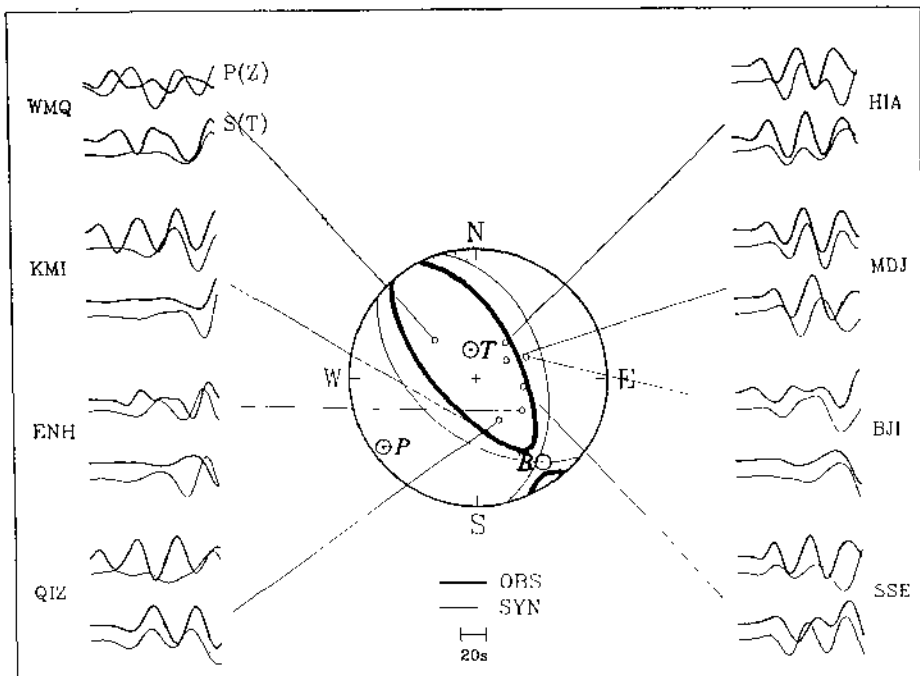


图 9 由长周期地震体波资料得到的 1990 年 4 月 26 日青海共和 $M_s=6.9$ 地震的矩张量解及观测与合成地震图

表 2 用长周期地震体波资料反演得到的青海共和地震的最佳双力偶解和矩张量的分量的强度

事 件	最 佳 双 力 偶						分量/ $10^{18} \text{ N} \cdot \text{m}$		
	节面 I			节面 II			P	M_0	C
	$\alpha/(^{\circ})$	$\delta/(^{\circ})$	$\lambda/(^{\circ})$	$\alpha/(^{\circ})$	$\delta/(^{\circ})$	$\lambda/(^{\circ})$			
A	110	55	88	294	36	93	-0.24	6.5	0.12
C	117	73	-25	214	66	162	-2.9	4.9	-1.1
A+C	128	52	65	345	44	118	-2.8	7.6	1.4

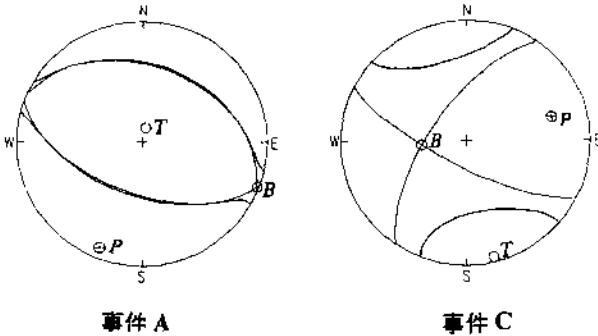


图 10 构成青海共和 $M_s=6.9$ 地震的
事件 A 与相隔 26 s 后发生的
事件 C 的矩张量解

断层, 总的标量地震矩为 $7.6 \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m}$, 并且带有可观的压性的各向同性分量 ($P = -2.8 \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m}$) 和补偿线性向量偶极分量 ($C = 1.4 \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m}$).

2.2 共和地震破裂过程的复杂性
共和地震长周期体波资料反演的结果已表明了共和地震破裂过程的复杂性. 透过长周期的窗口, 我们已经看到共和地震至少是由走向 NWW 的断层上的两个事件构成的, 第一个事件 A 是以逆冲为主的左旋-逆断层, 而第二个事件则是

以走滑为主的左旋-逆断层, 且带有可观的压性的各向同性分量. 但是, 透过频带为 $0.001 \sim 0.1 \text{ Hz}$ 的低频窗口, 人们无法分辨频率高于 0.1 Hz 的破裂过程的细节, 如果这种变化实际上存在的话.

为了探索共和地震破裂过程的复杂性, 我们在上节工作的基础上, 利用中国数字地震台网 (CDSN) 记录的宽频带 (BB) 地震体波的资料, 在频率域中进行反演, 得出共和地震的矩张量解, 然后在主轴坐标系中将矩张量分解为:

$$\mathbf{M} = \mathbf{P}\mathbf{I} + M_0\mathbf{D} + \mathbf{C}\mathbf{L} \tag{6}$$

式中

$$P = \frac{1}{3}(M_1 + M_2 + M_3) \tag{7}$$

$$M_0 = \frac{1}{2}(M_1 - M_3) \tag{8}$$

$$C = \frac{1}{6}(2M_2 - M_3 - M_1) \tag{9}$$

分别为爆炸源 $\mathbf{I}$, 纯剪切位错源 $\mathbf{D}$ 和补偿线性向量偶极源 $\mathbf{L}$ 的强度. 公式 (7)–(9) 中, $M_1 > M_2 > M_3$ 是矩张量的本征值.

图 11 是由宽频带地震体波得到的共和地震的矩张量解. 图中每一个地震台的记录均用粗实线表示, 由矩张量解理论计算得到的合成地震图由细实线表示, 每幅图的最大振幅由曲线右边的数字表示, 矩张量解和相应的最佳双力偶解分别如图的中上部的粗线和细线

所示, 由图 11 可见, 总的说来, 理论计算结果与观测资料符合得相当好。

特别需要指出的是, 由宽频带资料反演得到的矩张量解更加清楚地反映了共和地震的复杂的破裂过程。图 11 中部的曲线表示了纯剪切位错分量 D 的数值(标量地震矩) M_0 作为时间函数的变化。由图可以看到, 这次地震至少由三次规模相当的事件构成, 第一次事件

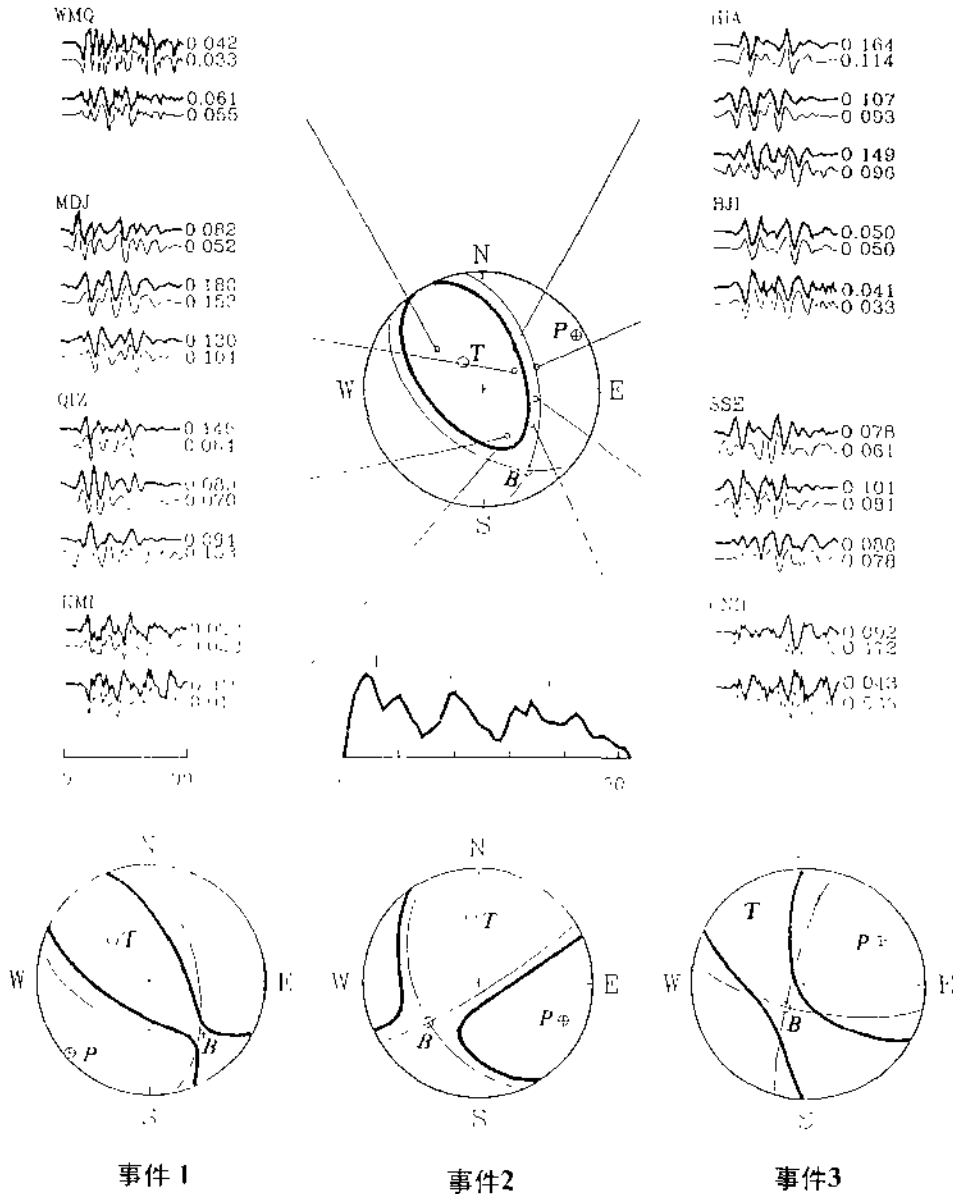


图 11 由宽频带地震体波资料得到的 1990 年 1 月 26 日青海共和 $M_s=6.9$ 地震的矩张量解、观测与合成地震图、震源时间函数以及构成 $M_s=6.9$ 地震的事件 1 (0~14.0 s)、事件 2 (14.0~29.0 s) 和事件 3 (29.0~52.0 s) 的矩张量解

(0~14.0 s)是发生于走向 108° 断层上的左旋-逆断层错动, 第二次事件(14.0~29.0 s)是发生于走向 153° 断层上的以走滑为主的左旋-逆断层错动, 第三次事件(29.0~52.0 s)则是发生于走向 102° 断层上的以走滑为主的左旋-正断层错动。它们的相应的参数如表 3 所示。总地震矩 $8.9 \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m}$, 与由地形变资料和由长周期体波资料反演得到的一致。

对比由宽频带资料得到的结果与由长周期资料得到的结果, 我们可以看出, 事件 1(0~14.0 s)和事件 2(14.0~29.0 s)在长周期资料的反演结果中表现为事件 A(事件 1 与事件 2 的中心时刻为 14.5 s); 事件 3 对应于事件 C(事件 3 的中心时刻 40.5 s), 它们本质都是左旋走滑为主的断层。

表 3 用宽频带地震体波资料反演得到的青海共和地震的最佳双力偶解和矩张量的分量的强度

事 件	最 佳 双 力 偶						分量/ $10^{18} \text{ N} \cdot \text{m}$		
	节面 I			节面 II			P	M_0	C
	$\alpha/(^{\circ})$	$\delta/(^{\circ})$	$\lambda/(^{\circ})$	$\alpha/(^{\circ})$	$\delta/(^{\circ})$	$\lambda/(^{\circ})$			
1	108	55	50	344	52	132	-0.62	2.7	0.30
2	153	45	11	55	82	134	0.22	2.3	-0.19
3	102	70	-6	194	84	20	-0.60	3.9	-0.42
1+2+3	130	49	60	351	49	120	-1.00	8.9	-0.31

3 共和地震的发震构造和青藏高原东北部的构造应力场

表 4 归纳了由水准测量资料和由长周期与宽频带地震体波资料分别反演得到的共和地震的震源机制解。由这些结果, 我们看到: ① 共和地震的发震构造是一条走向 NWW、倾向 SSW 的隐伏断层; ② 共和地震是在压力轴方向为 NE 向的构造应力场作用下发生的; ③ 这条断层是以逆冲为主、但具有左旋走滑分量的左旋-逆断层; ④ 从三种资料估计的地

表 4 由水准测量资料和长周期与宽频带地震体波资料分别反演得到的共和地震的震源机制解

	走向 $\angle/(^{\circ})$	倾角 $\angle/(^{\circ})$	滑动角 $\angle/(^{\circ})$	地震矩 $\angle(10^{18} \text{ N} \cdot \text{m})$	说 明
水准测量资料(1)	102	46	86	9.4	简单的、矩形的、均匀滑动模式, 以逆冲为主的左旋-逆断层
水准测量资料(2)	102	46	86	9.8	滑动量非均匀分布断层模式。以逆冲为主的左旋-逆断层。断层的 NWW 端和 SEE 端各有一高滑动量集中区
长周期体波资料(1)	128	52	65	7.6	总体上是一个逆冲大于走滑的左旋-逆断层
长周期体波资料(2)	110	55	88	6.5	第一个事件(A), 以逆冲为主的左旋-逆断层
	117	73	-25	4.9	第二个事件(C), 以走滑为主的左旋-正断层, 在 A 事件之后 26 s 发生
宽频带体波资料(1)	130	49	60	8.9	总体上是一个逆冲大于走滑的左旋-逆断层
宽频带体波资料(2)	108	55	50	2.7	事件 1, 逆冲大于走滑的左旋-逆断层, 发生于 0~14.0 s
	153	45	11	2.3	事件 2, 走滑为主的左旋-逆断层, 发生于 14.0~ 29.0 s
	102	70	-6	3.9	事件 3, 走滑为主的左旋-正断层, 发生于 29.0 0~52.0 s

震矩释放量都十分接近, 在 $7.6 \times 10^{18} \sim 9.4 \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m}$ 之间, 取其平均则为 $M_0 = 8.6 \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m}$; ⑤ 共和地震的应力降不大, 在 4.0~4.9 MPa 之间, 平均约为 4.5 MPa; ⑥ 发

生地震时,断层面上滑动量的分布是很不均匀的,在断层的 NWW 端较浅部和 SEE 端较深部各有一个滑动量较大的区域,即地震矩释放最集中的区域;⑦ 整个地震过程主要由三次事件构成:事件 1 发生于 0~14.0 s,是逆冲大于走滑的左旋-逆断层错动,事件 2 发生于 14.0~29.0 s,是走滑为主的左旋-逆断层错动,事件 3 发生于 29.0~52.0 s,是走滑为主的左旋-正断层错动。

共和地震发生于青海共和盆地南部边缘(图 12 与图 13)。共和盆地及其北部的青海湖盆地、西宁-民和盆地,西部的柴达木盆地等一系列大型的盆地都是新生代断陷盆地(马杏垣, 1987)。盆地内第四纪堆积物厚度在 1000 m 以上,如柴达木盆地内第四纪堆积物厚度达 2800 m,共和盆地达 1200 m。在这些盆地的北部是走向 NWW 的祁连山褶皱带和海原断层带,南部是走向近 E-W 向至 NWW 向的昆仑山断层带,西部是走向 NE 向的阿尔金山断层带。由上述三条规模宏大的左旋走滑断层带所界定的柴达木盆地、共和盆地等是现今构造差异运动强烈的地区,这个地区有如一个向北凸出的弯曲状的地块,相对于西伯利亚地块作顺时针旋转(Avouac and Tapponnier, 1993)。印度板块从青藏高原南面向欧亚板块移动,两大板块在青藏高原的碰撞造成了像喜马拉雅山、天山那样大范围的逆冲带和像阿尔金山、喀喇昆仑山那样规模宏大的走滑断层。曾融生等(1992)以及曾融生和孙为国(1992)根据青藏高原及其东部邻区的二维地震波速度结构、地震活动性与地震机制资料,提出了印度次大陆向欧亚大陆挤入的模式,认为:增高的青藏高原下地壳物质沿着破裂的地壳底面向东部邻区青川滇的上地幔软流层下插;青藏地壳物质向东迁移产生了上述大规模的东西向左旋走滑断层。Avouac 和 Tapponnier(1993)根据这些逆冲带的缩短速率的测量值,通过反演得出了柴达木盆地-共和盆地这一向北凸出的弯曲状地块相对于西伯利亚

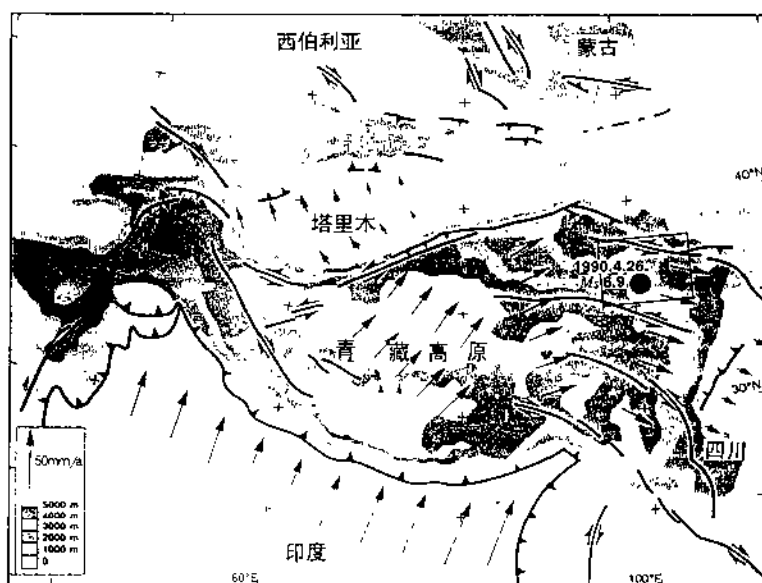


图 12 青藏高原大地构造简图[据 Avouac and Tapponnier(1993)]

图中矩形相应于图 13 所表示的范围

地块作顺时针旋转的结论；但是，在他们的反演中，包括共和盆地在内的经度 90°E 以东地区的资料并不充足。

由水准测量资料、长周期与宽频带地震体波资料反演得到的共和地震的震源机制解，证实并加强了青藏高原东北部的构造应力的压力轴沿着接近于水平的 NE 方向的结论（许忠淮等，1989），对于曾融生等（1992）与曾融生和孙为国（1992）关于青藏地壳物质东移以及 Avouac 和 Tapponnier（1993）关于柴达木盆地-共和盆地地块相对于西伯利亚地块作顺时针旋转的结论也是一个有力的支持。共和地震是一次与印度板块和欧亚板块在青藏高原发生的碰撞密切联系的事件：印度板块从青藏高原南面向欧亚板块移动，青藏地壳受到印度地壳物质的挤入后，由于北面塔里木盆地的阻挡，物质向东流动。构造应力场的压力轴方向从高原南部的近南北向逐渐转为高原东北部的接近水平的 NE 方向，成为走向 NWW 的大型褶皱带、断裂带，如祁连山褶皱带、海原断裂带和昆仑山断裂带发生左旋运动以及柴达木盆地-共和盆地地块相对于周边地区作顺时针旋转运动的动力来源。共和地震则是这个地块南部的共和盆地南部边缘的一条规模不大的 NWW 向隐伏断层在接近水平的 NE 向压应力作用下，自 NWW 朝 SEE 方向往深部的进一步扩展（图 12 与图 13）。

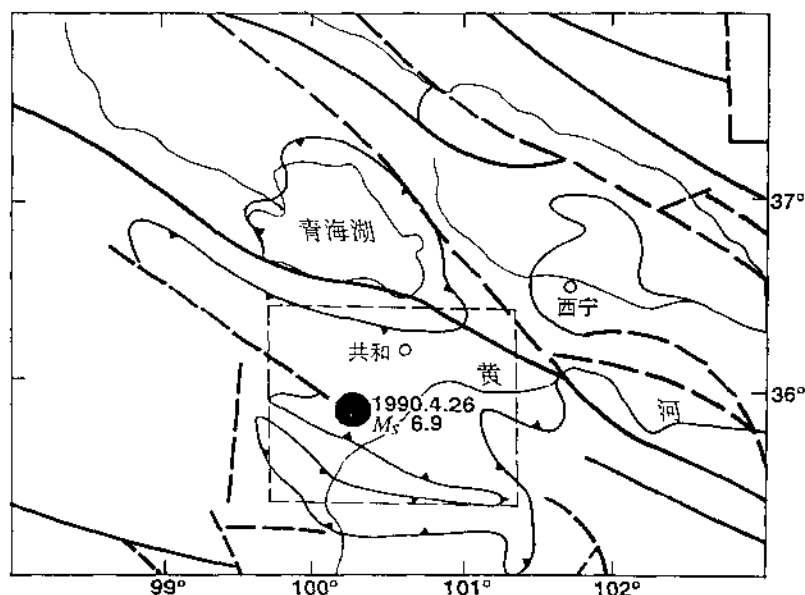


图 13 1990 年 4 月 26 日青海共和 $M_s=6.9$ 地震震中及其邻近地区的地质构造简图

[据国家地震局地质研究所（1981）]。图中虚线矩形相应于图 14 所表示的范围

图 14 综合表示了由水准测量资料和地震体波资料反演得到的结果。图中的长细虚线表示矩形均匀滑动量分布模式在地面上的投影；细点划线表示非均匀滑动量分布模式在地面上的投影，深色区表示滑动量大于 80 cm 的区域，浅色区表示滑动量介于 5 cm 与 80 cm 的区域；空心的箭头表示构造应力场的压力轴的方向；粗实线表示本文由反演得到的断层迹线，粗虚线表示国家地震局地质研究所（1981）推测的隐伏断层；细实（虚）回线表示等震线；中粗实（虚）回线表示垂直形变等值线；实心圆圈表示余震震中，最大的实心圆圈表示

主震震中。

由反演得到的断层面走向为 NWW 向, 而矩释放量(滑动量)最大的区域呈由 NWW 端向 SEE 端逐渐加深的哑铃状, 它在地面上的投影则较接近于 NW-SE 方向, 恰与等震线长轴方向(NW-SE 向)一致。共和地震震源位于断层面 NWW 端和 SEE 端的两个滑动量相对比较集中的区域的中下方, 表明地震破裂可能始于断层的中、下部, 然后朝 NWW 方向的上方与 SEE 方向的下方扩展。震中西北面是破坏区域相对来说比较集中的高烈度(Ⅷ和Ⅸ度)区, 等震线沿 NW 方向衰减较快, 而震中东南面受地震的波及面广、但烈度较西北面低且等震线沿 SE 方向衰减较慢。除了传播介质的效应以外, 破裂传播的能量聚焦效应可能是造成等震线分布的这一特征的一个原因。

共和地震大多数的余震震中都位于由形变资料反演得到的断层在地表面上的投影之外, 反映了主震断层面的地震矩(滑动量)的比较完全的释放, 而这些余震不过是因为主震断层面的矩释放在与震源尺度(~ 40 km)相当的范围内应力继续调整的结果。

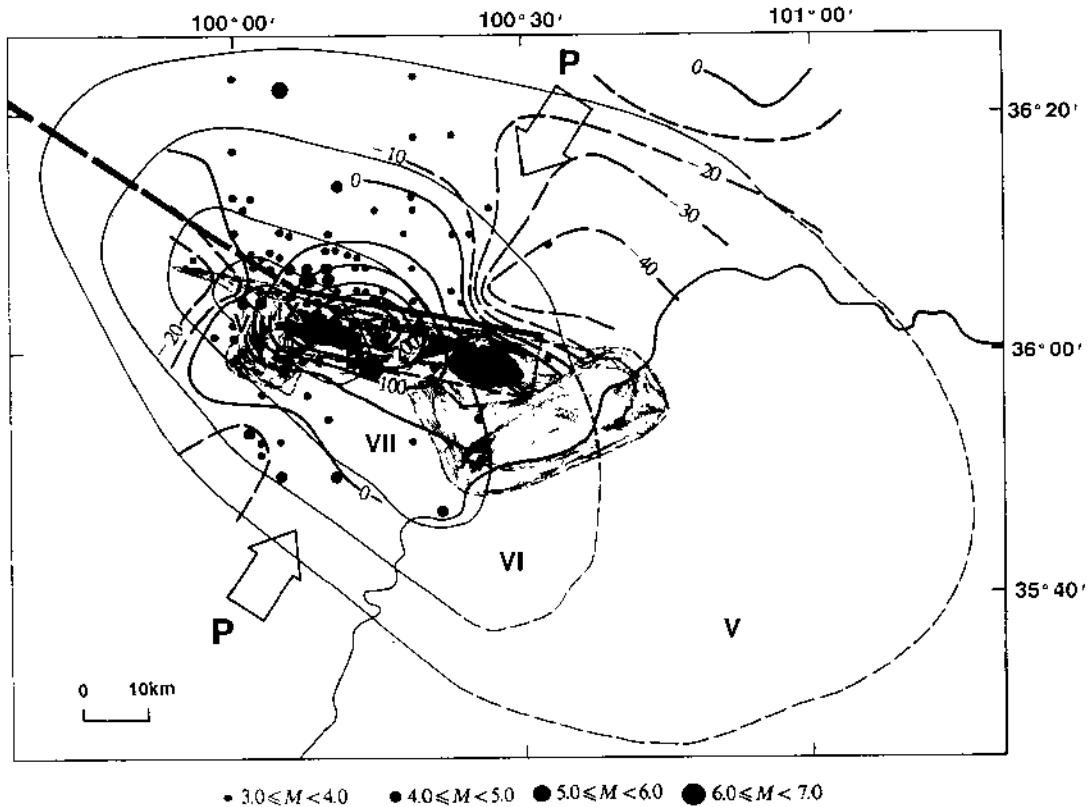


图 14 青藏高原东北部的构造应力、青海共和地震震源过程的复杂性和烈度衰减与余震活动

4 结 论

1990 年 4 月 26 日青海共和 $M_s=6.9$ 地震是近年来发生于青藏高原东北部的一次重要

的地震事件。鉴于这次地震在构造上的重要意义和它本身的复杂性,我们综合运用水准测量资料和长周期与宽频带地震体波资料反演了它的震源过程。反演结果表明,共和地震是在压力轴方向接近于水平的 NE 向的构造应力作用下,沿一条走向 NWW、倾向 SSW 的隐伏断层发生的、以逆冲为主但具有左旋走滑分量的左旋-逆断层错动,其地震矩约为 $8.6 \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m}$, 应力降约为 4.5 MPa。反演结果还表明,共和地震无论在空间分布上还是在时间进程上都是一次复杂的事件。在地震断层的 NWW 端浅部和 SEE 端深部各有一个滑动量较大的区域,即地震矩释放最集中的区域。在时间进程上,整个地震过程主要由三次事件构成:事件 1 发生于 0~14.0 s,是逆冲大于走滑的左旋-逆断层,事件 2 发生于 14.0~29.0 s,是走滑为主的左旋-逆断层,事件 3 发生于 29.0~52.0 s,是走滑为主的左旋-正断层。

我们得到的结果证实并加强了青藏高原东北部的构造应力场的压力轴方向是接近于水平的 NE 方向的结论,支持了关于青藏地壳物质东移以及柴达木盆地-共和盆地地块从整体上看相对于西伯利亚地块旋转的结论,表明了青藏高原东北部的构造、运动、变形和地震活动与印度板块和欧亚板块相对运动、互相碰撞的密切联系。

参 考 文 献

- 陈运泰、林邦慧、林中洋、李志勇, 1975. 根据地面形变的观测研究 1966 年邢台地震的震源过程. 地球物理学报, **18**, 164—182.
- 陈运泰、林邦慧、王新华、黄立人、刘妙龙, 1979. 用大地测量资料反演的 1976 年唐山地震的位错模式. 地球物理学报, **22**, 201—216.
- 巩守文、郭逢英, 1992. 与青海共和地震有关的地面垂直形变. 地震学报, **14**, 增刊, 725—727.
- 国家地震局地质研究所(编), 1981. 亚欧地震构造图. 地震出版社.
- 马杏垣(主编), 1987. 中国岩石圈动力学纲要, 1: 400 万中国及邻近海域岩石圈动力学图说明书. 地震出版社, 北京.
- 涂德龙, 1990. 1990 年 4 月 26 日共和 6.9 级地震地质构造背景. 高原地震, **2**, 3, 15—20.
- 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**, 636—647.
- 赵明、陈运泰、巩守文、王庆良, 1992. 用水准测量资料反演 1990 年青海共和地震的震源机制. 地壳形变与地震, **12**, 4, 1—11.
- 曾秋生, 1990. 一九九零年四月二十六日青海省共和、兴海间 6.9 级地震概况. 高原地震, **2**, 3, 3—12.
- 曾秋生, 1991. 青海省的地震活动与地震灾害. 高原地震, **3**, 1, 1—11.
- 曾融生、朱介寿、周兵、丁志峰、何正勤、朱露培、骆循、孙为国, 1992. 青藏高原及其东部邻区的三维地震波速度结构与大陆碰撞模型. 地震学报, **14**, 增刊, 523—533.
- 曾融生、孙为国, 1992. 青藏高原及其邻区的地震活动性和震源机制以及高原物质东流的讨论. 地震学报, **14**, 增刊, 534—563.
- Avouac, J. P. and Tapponnier, P., 1993. Kinematic model of active deformation in Central Asia. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 895—898.
- Dziewonski, A. M., Ekström, G., Woodhouse, J. H. and Zwart, G., 1991. Centroid-moment tensor solutions for April-June 1990. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **66**, 133—143.
- Kanamori, H. and Anderson, D. L., 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology.

- Bull. Seism. Soc. Amer.*, **65**, 1073–1093.
- Kennett, B. L. N., 1983. *Seismic Wave Propagation in Stratified Media*, 342pp. Cambridge University Press.
- Mansinha, L. and Smylie, D. E., 1971. The displacement fields of inclined faults. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **61**, 1133–1140.
- Person, W. J., 1991. Seismological notes – March–April 1990. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **81**, 297–302.
- Ward, S. N. and Borrientos, S., 1986. An inversion for slip distribution and fault shape from geodetic observations of the 1983, Borah Peak, Idaho, earthquake. *J. Geophys. Res.*, **91**, 4909–4919.
- Zhao, M., Chen, Y. T., Gong, S. W. and Wang, Q. L., 1993. Inversion of focal mechanism of the Gonghe, China, earthquake of April 26, 1990, using leveling data. In: *Continental Earthquakes*. IASPEI Publication Series for the IDNDR, **3**, 246–252.

COMPLEXITY IN THE SOURCE PROCESS OF THE GONGHE, QINGHAI, CHINA EARTHQUAKE

Yuntai Chen, Ming Zhao, Xu Li and Lisen Xu

(*Institute of Geophysics, State Seismological Bureau, Beijing 100081, China*)

Abstract

The $M_s=6.9$ Gonghe, Qinghai, China earthquake of April 26, 1990 is an important event occurred in recent years in the northeastern Qinghai–Xizang (Tibetan) plateau. The source process of this earthquake is inverted using leveling data and seismic waveform data recorded by the China Digital Seismograph Network (CDSN), and the complexity in the source process, studied. The results obtained show that this earthquake was a mainly reverse dip-slipping faulting with left-lateral strike-slip motion, which occurred on a buried fault with strike NWW, dipping to SSW, under the action of the tectonic stress field with nearly horizontal NE oriented pressure axis. The seismic moment and stress drop are estimated to be $8.6 \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m}$ and 4.5 MPa, respectively. It is found that the Gonghe earthquake is a spatially as well as temporally complex event. The slip distributes in a region deepen from NWW to SEE with two nuclei, i. e., knots with highly concentrated slip, located in the shallower depth at the NWW and the deeper depth at the SEE, respectively. The temporal process of this earthquake consists of three consecutive events. The first event occurred in 0–14.0 s and has a focal mechanism of mainly reverse dip-slipping faulting with left-lateral strike-slip motion. The second event occurred in 14.0–29.0 s and has a focal mechanism of mainly left-lateral strike-slipping faulting with reverse dip-slip motion. The third event occurred in 29.0–52.0 s and has a focal mechanism of