

郑建常, 王鹏, 李冬梅, 赵金花, 徐长朋. 2013. 使用小震震源机制解研究山东地区背景应力场. 地震学报, 35(6): 773–784.

Zheng Jianchang, Wang Peng, Li Dongmei, Zhao Jinhua, Xu Changpeng. 2013. Tectonic stress field in Shandong region inferred from small earthquake focal mechanism solutions. *Acta Seismologica Sinica*, 35(6): 773–784.

使用小震震源机制解研究 山东地区背景应力场*

郑建常* 王 鹏 李冬梅 赵金花 徐长朋

(中国济南 250014 山东省地震局)

摘要 基于山东地区 1970—2012 年 5 月 387 次中小地震震源机制解数据, 使用 Gephart 和 Forsyth 的 FMSI 方法计算了该区的平均构造应力方向; 使用区域应力张量阻尼反演方法, 结合共轭梯度法求解了应力张量的阻尼最小二乘最优化问题, 并根据 Lund 和 Townend 推导给出的由构造应力张量计算最大水平主应力方向的公式, 反演计算了山东地区构造应力场的空间分布特征, 并讨论了该区构造应力场的变化及其与郯庐断裂带的关系.

关键词 最大水平主应力 郯庐带 应力张量 阻尼反演 区域应力场

doi:10.3969/j.issn.0253-3782.2013.06.001 中图分类号: P315.72⁺7 文献标志码: A

Tectonic stress field in Shandong region inferred from small earthquake focal mechanism solutions

Zheng Jianchang* Wang Peng Li Dongmei Zhao Jinhua Xu Changpeng

(Earthquake Administration of Shandong Province, Ji'nan 250014, China)

Abstract: Based on 387 focal mechanism solutions of middle and small earthquakes occurred from 1970 to 2012, this paper studies the stress field in Shandong region by using damped regional-scale stress inversion. We adapted the conjugate gradient method to solve the damped optimization problem of stress tensors. According to the formulae derived by Lund and Townend we calculated the maximum horizontal principal stress orientations in this region. We also discussed the relationship between spatial variation of regional stress field and the Tancheng–Lujiang fault zone.

Key words: maximum horizontal principal stress; Tancheng–Lujiang fault zone; stress tensor; damped inversion; regional stress field

引言

地壳中的应力是地震和其它构造运动过程的直接动力来源. 区域地壳应力场及其时空

* 基金项目 国家科技支撑计划子专题(2012BAK19B04-01-05)、山东省自然科学基金(ZR2012DQ006)和中国地震局监测预报司震情跟踪定向工作任务(2011020502)联合资助.

收稿日期 2012-08-01 收到初稿, 2012-12-01 决定采用修改稿.

* 通讯作者 e-mail: zjcmail@yeah.net

变化的研究为深入了解地震机理、构造负载及地震应力的相互作用提供了可靠的信息。

岩石圈内真实构造应力的计算和测量都是非常困难的,但可以利用其它的一些地球物理观测资料反演出构造应力的某些特征,如应力方向、应力相对大小等。这一方面国内外早已开展了大量的研究,并取得了丰硕的成果(Zoback, 1992; 谢富仁等, 2004)。20世纪80—90年代,许忠淮等利用小震初动符号采用区域综合震源机制解的方法,对华北和中国大陆其它地区的构造应力方向进行了大量的研究,取得了很多具有开创意义的成果(许忠淮等, 1983, 1989; 许忠淮, 1985);利用野外观测的第四纪断层活动擦痕数据反演构造应力张量,也可以得到区域构造应力场的基本特征(Nemcok, Lishle, 1995; 谢富仁等, 1993, 2001; 荆振杰等, 2008; 张红艳等, 2009)。此外,还可以使用跨断层形变观测资料(谢富仁等, 2008)以及钻井的井孔崩落特征或水压致裂的情况对构造应力场进行研究(许忠淮, 吴少武, 1997; 许忠淮等, 1999)。这些研究所得到的构造应力场的方向已经为近年来GPS观测的结果所证实(袁金荣等, 1999; 刘峡等, 2006)。值得一提的是,1986—1990年,在国际岩石圈计划下开展了“世界应力图”项目的合作研究,综合各种资料完成了全球范围内应力图的绘制,取得了具有里程碑意义的成果(Zoback, 1992; 许忠淮, 1994)。

使用大量的地震震源机制解资料可以推断区域应力场的特征,对此地震学家已经发展了许多经典的方法。例如,Michael(1984, 1987)的LSIB(linear stress inversion with bootstrapping)方法, Gephart 和 Forsyth(1984)的FMSI(focal mechanisms stress inversion)方法, Angelier(2002)基于滑动剪切应力分量的反演方法,以及崔效锋和谢富仁(1999)逐次收敛法等。这些方法在实际研究中都有着广泛的应用(Petit *et al.*, 1996; Plenefisch, Bonjer, 1997; Lund, Slunga, 1999; Hardebeck, Hauksson, 2001; Bressan *et al.*, 2003; Kastrup *et al.*, 2004; Boness, Zoback, 2006; Carena, Moder, 2009)。

中小地震的震源机制参数通常有很大的不确定性,但是大量的离散分布的数据可以准确地约束应力张量的方向(Hardebeck, Michael, 2006)。近年来,使用震源机制解推断构造应力特征的方法又有了新的发展(Loohuis, van Eck, 1996; Abers, Gephart, 2001),一方面基于大量的资料进行小区域精细构造应力场的研究(Hardebeck, 2006; Fay *et al.*, 2008),另一方面通过增加阻尼约束、应用概率信息准则等数学手段来更好地约束反演结果(Hardebeck, Michael, 2006; Arnold, Townend, 2007; Terakawa, Matsu'ura, 2008)。

自20世纪80年代的“七五”、“八五”攻关中集中计算小震震源机制以来,利用初动符号或振幅比资料求解区域中小地震的双力偶模型参数的工作逐渐成为国内分析预报部门的日常工作,积累了大量的小震震源机制解的资料。尤其是近年来,随着数字观测台网的加密,区域小震震源机制的结果日见丰富,其质量也更加可靠(胡新亮等, 2004)。也由此对不同区域开展了构造应力场的研究(吴建平等, 2004; 康英等, 2008; 李瑞莎等, 2008; 刘泽民等, 2011; 李莹甄等, 2011)。我们利用山东省地震预报研究中心所掌握的资料,使用Hardebeck 和 Michael(2006)的区域应力张量阻尼反演方法对山东地区的背景应力场进行研究,并分析探讨区域应力场与区域内的深大断裂——郯庐断裂带的关系。

1 数据与资料

1.1 震源机制解数据

前人对山东地区中小地震的单震震源机制已经开展了大量的工作(魏光兴, 李秉锋,

1980; 魏光兴等, 1982; 周翠英, 魏光兴, 1987; 魏光兴等, 1993; 董旭光等, 1999; 周翠英等, 2003, 2005; 山长仑等, 2007; 郑建常等, 2010; 郑建常, 陈运泰, 2012). 自 2006 年以来, 随着数字化测震台网的投入使用, 山东省地震预报研究中心使用中国地震局数字地震实验室推广的 Snoko 的 FOCMEC 程序(Snoko *et al*, 1984; 刘杰等, 2004)以及 MapSIS 软件中的初动符号格点尝试法程序进行例行的震源机制求解, 基本上每次省内 $M_L \geq 2.0$ 地震后都会给出相应的震源机制解. 通过搜集汇总这些资料, 我们总计得到了山东地区 1970—2012 年 5 月共 387 次中小地震的震源机制解(图 1a). 采用 Frohlich(2001)的震源机制量化分类和评估方法(图 1b), 可以看出这些小震的震源机制类型主要是走滑和正断的断层作用, 合计约占总数的 76%.

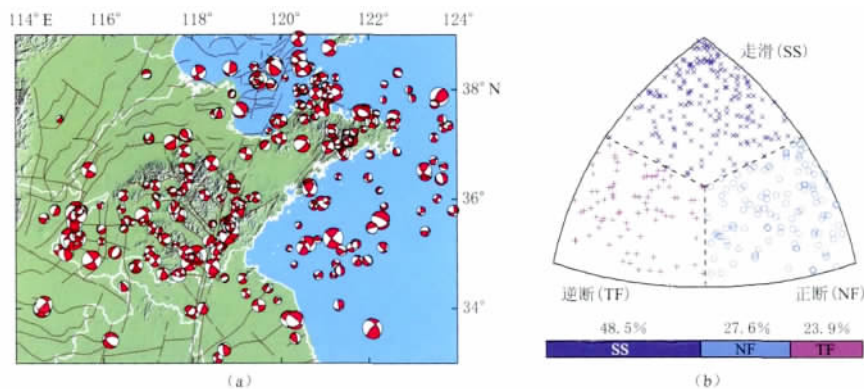


图 1 本文使用的小震资料空间分布(a)及震源机制解分类(b)图

Fig. 1 Locations of 387 $M_L \geq 2.0$ earthquakes used in this paper (a) and classification of focal mechanisms on the octant equal-area projection according to Frohlich (2001) (b)

1.2 山东地区整体应力场特征

图 2 给出了本文所使用的震源机制解的 P 轴和 T 轴在震源球上的投影分布. 可以看出其 P 轴方位的优势分布为 ENE—WSW 向, T 轴方位的优势分布为 NNW—SSE 向. 将 P , T 轴方位归一化到 $[0, 180^\circ)$ 之间, 统计研究区内所有震源机制解的 P , T 轴方位的优势方向(图 3), 结果得到山东地区的平均 P , T 轴取向的均值及标准差分别为 $P=86.9^\circ \pm 38.6^\circ$, $T=173.2^\circ \pm 38.5^\circ$.

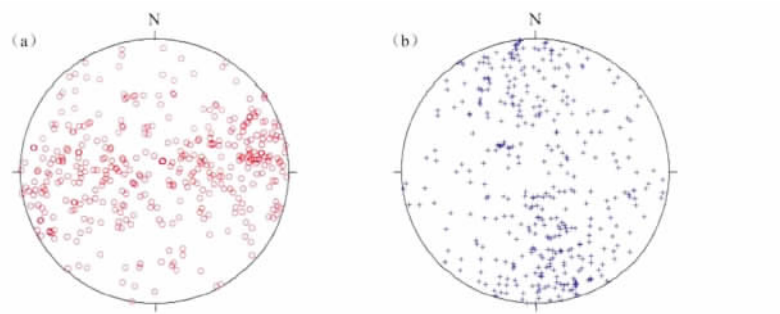


图 2 本文使用的小震震源机制解的 P 轴(a)、 T 轴(b)下半球极射投影图

Fig. 2 Lower hemisphere projection of P axes (a) and T axes (b) used in this study

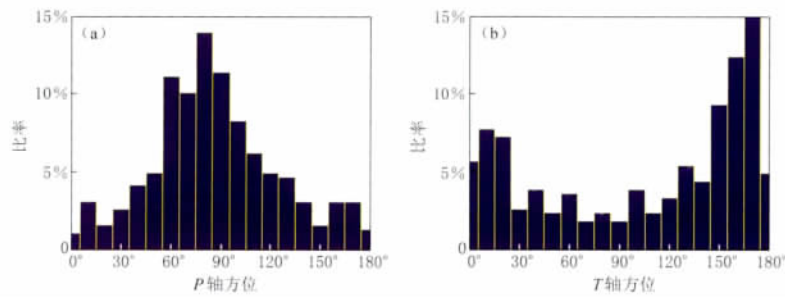


图 3 本文使用的小震震源机制解的归一化 P 轴方位(a)与 T 轴方位(b)统计直方图
Fig. 3 Histogram of normalized azimuths of P axes (a) and T axes (b)
of the focal mechanism solutions used in this study

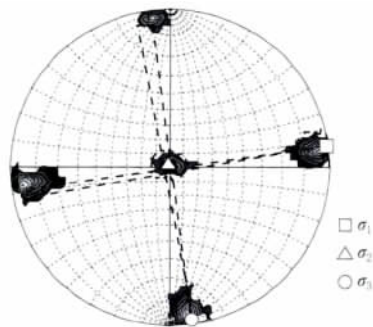


图 4 山东地区主应力轴及其置信区间的下半球等面积投影
Fig. 4 Lower-hemisphere equal-area projections of principle stress axes σ_1 , σ_2 and σ_3 , and their confidence regions

使用 ZMAP 软件包中的 FMSI 程序反演山东地区整体的应力场, 得到 3 个应力主轴的方向(图 4). 结果表明, 山东地区的最大主应力方位为 82° , 最小主应力方位为 172° , 与前面统计结果相吻合, 应力相对大小的平均值 $R = (\sigma_1 - \sigma_2) / (\sigma_1 - \sigma_3) = 0.67$. 图 4 给出了 3 个应力主轴方向的 95% 置信区间. 六省市震源机制小组(1981)对山东及周边应力场的研究表明, 苏鲁皖豫地区处于北东东向水平压应力和北北西向水平张应力的现代构造应力场作用之中, 其地震应力场的优势分布为主压应力轴约 $76^\circ \pm 28^\circ$, 主张应力轴约 $344^\circ \pm 27^\circ$. Wan(2010)基于中国地壳应力数据库和美国哈佛大学矩心矩张量目录给出了中国大陆现代构造应力场. 其中山东地区的最大主应力轴方位为 $70^\circ - 90^\circ$, 最小主应力轴方位为 $160^\circ - 194^\circ$. 本文结果与上述结果基本一致.

2 理论与方法

地球内部任一点的构造应力状态可以由 6 个独立的参数完全定义, 表示为 6 个分量的 3×3 对称矩阵或者 3 个特征向量与地理坐标的夹角以及对应的 3 个特征值. 在理想情况下, 钻孔应力测量可以推断 6 个应力张量的参数, 但在通常的地质学和地震学研究中, 一般只能给出其中的 4 个参数, 即 3 个主应力的方向和中等主应力相对大小的参数.

受地下介质结构、地质构造条件及断层展布情况等因素的影响, 一定区域的应力空间分布是不均匀的(如王勤彩等(2009)对汶川地震余震区应力状态分段特征的研究). 当需要考察应力状态的空间分布特征时, 通常的方法是将区域分成很多小区, 对每个小区的震源机制拟合应力张量(Petit *et al.*, 1996; Hardebeck, Hauksson, 2001; Bressan *et al.*, 2003). 分区方式不同和分区大小的变化都可能对反演的应力张量结果产生影响(Maury, Cornet, 2011). 并且由于每个小区都是独立反演, 在某些情况下, 计算结果显示出来的应力偏转等特征有可能相当的大. 相邻两个区内主应力方向的不同或许反映了应力场真实的变化, 但

也可能是震源机制数据的误差或反演的约束较差造成的假象. 受实际地震资料的限制, 某些小区的震源机制可能对一组应力张量都拟合得很好, 因而对这样的一个小区就有多个应力模型可以满足数据, 如何增加约束来选择更合适的应力模型就成为必要的问题(Hardebeck, Michael, 2006).

由于地壳中的应力分布存在连续性, 因此, 为了解决反演的应力模式依赖于分区的问题, 并且为了更准确地得到区域范围内的应力变化的特点, Hardebeck 和 Michael(2006)参考其它地球物理领域中的阻尼最小二乘反演方法, 提出了区域尺度的应力张量阻尼反演方法. 他们构建一组可调整的阻尼参数模型, 引入平滑约束来抑制相邻单元之间应力模式的差异, 然后使用最小二乘法可以得到稳定解.

2.1 阻尼区域尺度应力反演

构造应力张量有 6 个独立分量, 对于一组地震的震源机制, 设应力张量不存在各向同性分量时, $\sigma_{33} = -(\sigma_{11} + \sigma_{22})$, 则应力张量只有 5 个分量

$$\mathbf{m} = (\sigma_{11}, \sigma_{12}, \sigma_{13}, \sigma_{22}, \sigma_{23})' \quad (1)$$

Michael(1987)的反演方法通过最小化每个断层面上滑动向量和解得的剪切应力向量的差异, 求解方程

$$\mathbf{G}\mathbf{m} = \mathbf{d} \quad (2)$$

式中, \mathbf{d} 为由震源机制解求得的滑动矢量

$$\mathbf{d} = \begin{pmatrix} s_{1j} \\ \vdots \\ s_{ij} \end{pmatrix} \quad j = 1, 2, 3 \quad (3)$$

式中, s_{ij} 是第 i 次地震的单位滑动矢量的第 j 个分量($j=1, 2, 3$). 矩阵 \mathbf{G} 由每个震源机制的断层法线矢量组成.

对于区域应力场, 设研究范围分为 $I \times J$ 个二维空间网格. 第 i 行第 j 列的格点上的应力张量由向量 \mathbf{m}_{ij} 表示, 各点上的观测数据由向量 \mathbf{d}_{ij} 表示, 数据核矩阵记为 \mathbf{G}_{ij} , 则新的模型向量

$$\mathbf{m}_{\text{all}} = [\mathbf{m}_{ij}]^T \quad i = 1, \dots, I; j = 1, \dots, J \quad (4)$$

新的数据向量

$$\mathbf{d}_{\text{all}} = [\mathbf{d}_{11}, \dots, \mathbf{d}_{ij}, \dots, \mathbf{d}_{IJ}]^T \quad i = 1, \dots, I; j = 1, \dots, J \quad (5)$$

新的数据核矩阵

$$\mathbf{G}_{\text{all}} = \begin{pmatrix} \mathbf{G}_{11} & & & & \\ & \dots & & & 0 \\ & & \mathbf{G}_{ij} & & \\ & & & \dots & \\ & 0 & & & \mathbf{G}_{IJ} \end{pmatrix} \quad (6)$$

则对于区域应力场求解问题, 方程(2)可写为

$$\mathbf{G}_{\text{all}}\mathbf{m}_{\text{all}} = \mathbf{d}_{\text{all}} \quad (7)$$

对此方程增加“平滑”约束, 最小化相邻各点的应力张量的差异, 引入阻尼矩阵

$$D = \begin{pmatrix} I & -I & \cdots & 0 & 0 & \cdots \\ I & 0 & \cdots & -I & 0 & \cdots \\ 0 & I & \cdots & 0 & -I & \cdots \\ & & \cdots & & & \\ & & & \cdots & I & -I & \cdots \\ & & & & & \cdots \end{pmatrix} \quad (8)$$

式中, I 是 5×5 的单位矩阵.

阻尼反演最小化两个值的权重和为数据错配、模型长度. 模型长度表示为向量的二阶范数, 包含了每对相邻格点的每个应力张量的差异

$$\| Dm_{\text{all}} \|_2 \quad (9)$$

数据与模型理论值的错配写为

$$\| G_{\text{all}} m_{\text{all}} - d_{\text{all}} \|_2 \quad (10)$$

阻尼最小二乘问题的解, 需要同时最小化等式(9)和式(10), 即

$$\{ G_{\text{all}}^T G_{\text{all}} + e^2 D^T D \} m_{\text{all}} = G_{\text{all}}^T d_{\text{all}} \quad (11)$$

式中, e 是标量阻尼参数, 控制最小化问题中数据错配和模型长度的相对权重. 由于 G , D 都非常稀疏, 大括号内的矩阵也是稀疏矩阵, 故使用共轭梯度方法求解等式(11).

2.2 “真实”最大水平主压应力方向的确定

记最大水平主应力为 $\sigma_{H_{\text{max}}}$. 识别最大水平应力的常用方法是简单地采用最大近水平主应力的水平投影方向, 但该情况只有当应力张量中的其中一个主应力轴严格垂直时是适用的. 应力的 Anderson 模型可以很好地解释不同构造条件下观测到的应力状态. 该情况下, $\sigma_{H_{\text{max}}}$ 与最大主应力轴平行, 除非该轴相对于地表水平面是垂直的(此时, $\sigma_{H_{\text{max}}}$ 平行于介质应力轴). 但是, 一般情况下由地震数据估计得到的应力张量的结果中, 几乎没有应力轴是严格垂直于地表水平面的. 这时, $\sigma_{H_{\text{max}}}$ 不能简单地采用最大近水平应力的水平投影, 二者之间在方向上可能存在最大数十度的偏差(Lund, Townend, 2007). Lund 和 Townend (2007)从数学上推导给出了由应力张量严格计算 $\sigma_{H_{\text{max}}}$ 方向的公式和方法, 可以得到“真实的”最大水平主应力方向.

已知构造应力张量 S , 由此可以得到 3 个主应力 $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ 及其对应的主应力矢量 s_1 , s_2 , s_3 , 在 Aki 和 Richards (1980)定义的地理坐标系下(北、东、下为正)

$$s_i = [s_{iN}, s_{iE}, s_{iD}]^T \quad (12)$$

作用在我们感兴趣的垂直平面上的法向正应力 S_n 与该法向应力的方位角 α 之间存在如下关系(Lund, Townend, 2007, 式 5):

$$\frac{dS_n}{d\alpha} = [S_1 (s_{1E}^2 - s_{1N}^2) + S_2 (s_{2E}^2 - s_{2N}^2) + S_3 (s_{3E}^2 - s_{3N}^2)] \sin 2\alpha + 2[S_1 s_{1n} s_{1E} + S_2 s_{2n} s_{2E} + S_3 s_{3n} s_{3E}] \cos 2\alpha \quad (13)$$

式中, α 为法向正应力 S_n 的方位角. 一般情况下, S_n 在区间 $[0, \pi)$ 具有一个最大值和一个最小值, 使得上式为零, 分别对应了水平最大主应力和最小主应力.

3 计算结果与分析

3.1 阻尼系数的确定

在对公式(11)进行实际反演计算过程中, 阻尼参数 e 的取值对反演结果起着重要的作用. 由于该参数控制着理论值与观测数据之间错配值和模型长度(即模型复杂程度)的相对权重, 简化模型, 则错配值升高, 反演误差增大; 反之提高错配的相对权重, 则反演误差减小, 而模型逐渐变得复杂化, 甚至失去了阻尼约束的意义. 因此通常是根据如图 5 所示的折中曲线来选择阻尼参数. 折中曲线的拐点在 $e \approx 0.5$ 附近, 意味着低于该相对权重值, 提高模型复杂程度对反演误差的改善几乎没有作用; 而提高相对权重时, 随着模型的简化, 反演误差会急剧增加. 因此, 我们在反演过程中选择相对权重系数 $e \approx 0.5$.

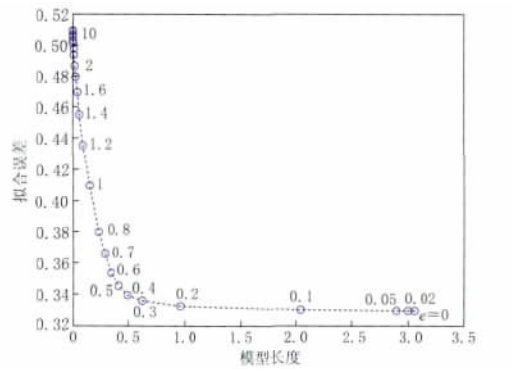


图 5 模型长度与数据拟合误差之间的折中曲线图

虚曲线旁所标数字是阻尼参数 e 的取值(见式(11))

Fig. 5 Trade-off between model length and misfit
Numbers along the dashed line are values of
damping parameters e

3.2 山东地区背景应力场

对山东地区 (33.5° — 38.5° N, 114° — 124.5° E) 划分 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 的网格, 使用前面引述的 Hardebeck 和 Michael(2006) 的区域应力场阻尼反演方法, 计算每个网格的最佳拟合构造应力张量; 然后使用 Lund 和 Townend(2007) 给出的公式计算最大水平主应力的方向. 为了平滑地震空白的区域, 没有数据的格点也包括在反演中, 但这些点上的结果没有显示. 最终反演结果见图 6.

图 6a 给出的从鲁西到黄海海域地区最大水平主应力的方向变化, 直观地反映了山东地区背景应力场的作用方式. 从图 6 中可以看出, 山东地区的最大主应力方向整体上为近东西方向, 与前面使用 ZMAP 得到的结果一致, 也与前人(许忠淮等, 1983, 1989; 王辉等, 2004; 张国民等, 2004) 对华北地区研究得到的结果吻合; 并且最大主应力方向在空间上存在平稳的过渡变化, 存在自西向东逐渐的偏转, 由 ENE 向逐渐转化为近 EW 向, 这一现象与汪素云等(1996) 以及王绳祖和张流(2002) 的研究结果一致.

对比前人对山东地区不同区域的研究结果(魏光兴等, 1982; 周翠英, 魏光兴, 1987; 魏光兴等, 1993; 周翠英等, 2005), 本文结果与其也非常一致. 周翠英等(2005) 根据区域综合机制解研究认为, 以鲁中隆起为主的泰沂蒙山区及其周边地区主压应力轴约为 60° — 80° , 主张应力轴约为 330° — 350° , 本文统计结果显示该区的最大主压应力方向变化范围为 67.2° — 93.5° ; 沂沭带以东的胶东隆起和南黄海北部凹陷地区主压应力轴优势方位约为 80° — 100° , 主张应力轴约为 350° — 360° , 本文的统计结果显示该区的最大主压应力方向变化范围为 80.0° — 112.8° , 平均最大主应力方位为 $89.1^{\circ} \pm 7.3^{\circ}$. 沂沭带地区最大主压应力轴方位为 $72^{\circ} \pm 21^{\circ}$, 主张应力轴方位为 $342^{\circ} \pm 20^{\circ}$ (周翠英, 魏光兴, 1987), 我们得到这一地区的最大主应力方向为 $74.0^{\circ} \pm 5.5^{\circ}$, 也与之非常一致.

图 6a 显示, 鲁豫交界地区主压应力方向差异变化较大, 聊考断裂带中段的主压应力方

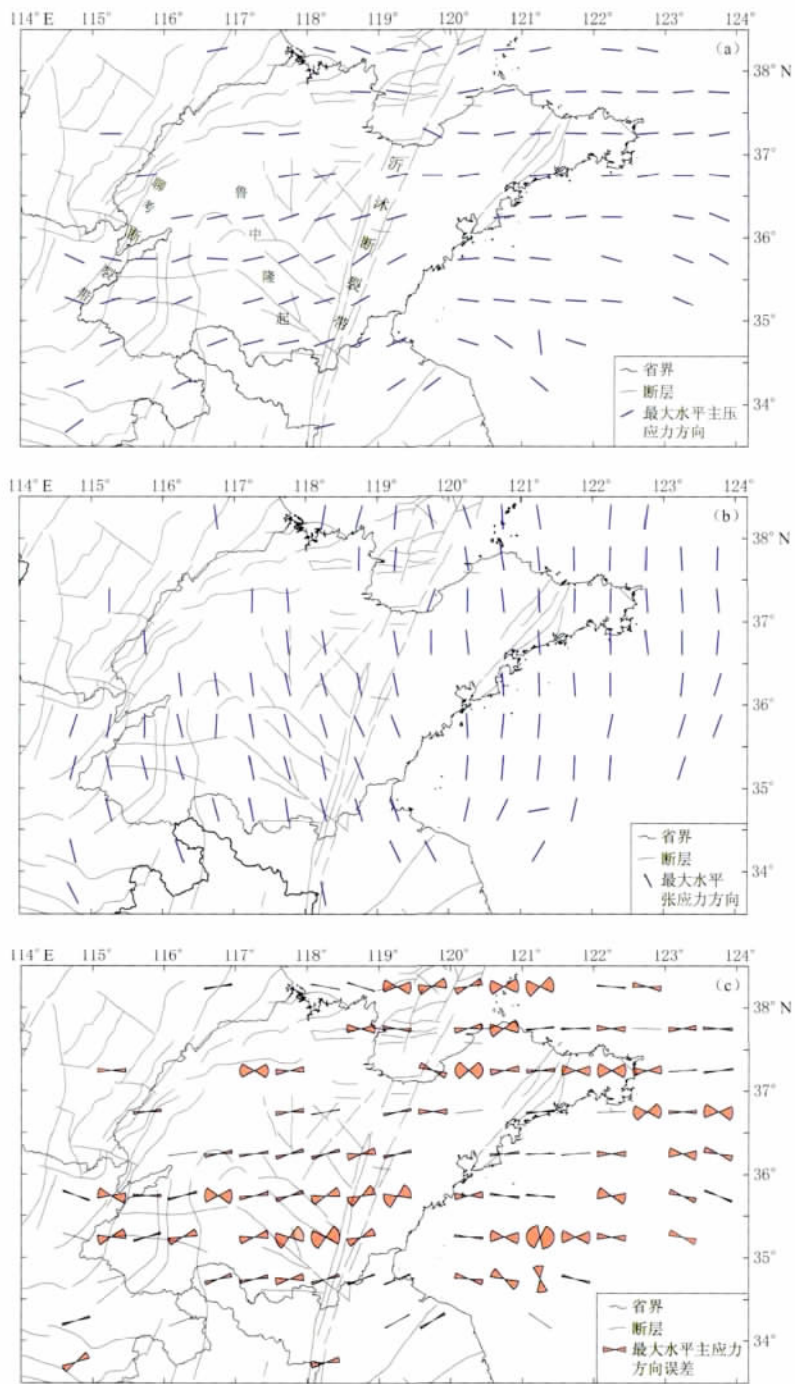


图 6 山东地区背景应力场反演结果(0.5°网格, 阻尼系数 $e=0.5$)

(a) 最大水平主压应力方向; (b) 最大水平主张应力方向; (c) 最大水平主压应力方向误差

Fig. 6 Inverted stress results for Shandong region with damping parameter $e=0.5$, on a $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ grid

(a) The maximum horizontal principal compressive stress orientation; (b) The maximum horizontal principal extensive stress orientation; (c) Errors in estimated principal stress orientations

向为 WNW,而在其南侧的鲁西南及河南地区主压应力方向显示为 ENE.六省市震源机制小组(1981)研究也曾发现,豫北地区地震应力主轴方向离散,并且认为造成应力主轴取向摆动较大、错动类型多变的原因,可能是该区断裂性质、运动方式复杂.我们结合地质构造背景分析认为,除此以外,这一现象可能还与该地区的受力状态有关.鲁西地区在地质构造属于渤海盆地的凹陷区包含了内黄隆起、东濮凹陷、开封凹陷、鲁西隆起等构造单元,地质条件复杂,构造活动明显;作为整体,鲁西块体一方面受到秦岭—大别构造带的北东向挤压作用,另一方面由于鄂尔多斯地块的旋转平移运动,对华北平原地块也产生了 ESE 方向的推挤作用.

南黄湖北部海域的应力方向偏转较为明显.其原因一方面该区震源机制解的个数相对较少且处于研究区的边缘,反演误差较大(图 6c);另一方面可能反映了该区真实的复杂应力场(见 Wan(2010)文中图 1).

3.3 山东地区区域应力场与郯庐断裂带的关系探讨

由图 6 可以发现,山东地区的构造应力场以郯庐断裂带为界,其东侧胶东半岛及南黄湖北部海域地区最大主压应力方向整体呈近 EW 或 ESE 方向,而西侧沂沭断裂带及鲁西地区最大主压应力方向整体呈 ENE 方向.郯庐断裂带山东段两侧最大主压应力方向的不同,反映了鲁东—黄海地块与鲁西块体受力状态的差异以及运动方式的不同.

作为超壳断裂,郯庐断裂带的断层运动性质直接反映了区域的构造应力状态.研究发现,现今郯庐带的运动以右旋走滑为主,具有压扭性特征(魏光兴等,1993).本文得到的郯庐断裂带山东段两侧最大主压应力方向的不同,恰好与上述研究揭示的郯庐带的运动性质非常吻合.应力场方向主要受两个因素的影响:一个是主要的地质单元的构造性质;另一是与断层的复杂性(Hardebeck, Hauksson, 2001),应力场与断层几何形态之间彼此影响、相互作用(Townend, Zoback, 2004).因此我们认为,山东地区郯庐带两侧应力场状态的差异,一方面反映了断裂带两侧地质单元的构造性质的不同,另一方面也与郯庐带的断层形态及其发展演化有关.

4 讨论与结论

根据 1970—2012 年 5 月共 387 次中小地震的震源机制解资料,使用 Hardebeck 和 Michael(2006)提出的区域应力场反演方法,结合共轭梯度法求解了应力张量的阻尼最小二乘最优化问题,并使用 Lund 和 Townend(2007)推导的利用构造应力张量计算最大水平主应力方向的公式,研究了山东地区的背景构造应力场状态.

计算结果显示,山东地区整体呈现出相对统一的区域应力场.其最大主应力方向为 82° ,最小主应力方向为 172° ;最大水平主压应力方向主要是 ENE—近 EW 方向,并且在空间上存在平稳的过渡变化,从西往东由 ENE 方向逐渐偏转为近 EW 方向.这一结果与前人(许忠淮等,1983,1989;汪素云等,1996;王绳祖,张流,2002;王辉等,2004;张国民等,2004)研究结果一致;一些小的构造单元的结果也与其他研究者(魏光兴等,1982;周翠英,魏光兴,1987;魏光兴等,1993;周翠英等,2005)的结论有较好的吻合.此外,郯庐断裂带两侧地区最大主压应力方向存在明显不同,反映了不同地质构造块体的不同受力状态.

由于山东地区地震活动水平不高且分布不均,除近几年由初动符号和振幅比得到的机

制解资料相对丰富外,早期的机制解个数非常稀疏.受原始资料的限制,我们对山东地区划分了 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 的网格,部分网格没有小震震源机制资料,个别子区仅有一两个震源机制,在相邻网格的约束下,这些网格也可以得到结果,但结果的可靠性肯定较差.因此,要了解山东地区更加详细的应力场方面的信息,我们现有的数据质量是远远不够的,这有待未来进一步地研究.

审稿专家对本文的修改提出了中肯的意见和建议;山东省地震局周翠英研究员提供了大量的原始数据,中国地震局地震预测研究所邵志刚博士提出了富有建设性的建议并给予了相关指导,张浪平博士给予了重要的帮助;部分图件使用 Stefan Wiemer 和 Max Wyss 等开发的 ZMAP 6.0 生成;本研究还得益于全国大形势分析预报青年小组成员之间的友好而融洽的讨论.作者谨在此一并致谢.

参 考 文 献

- 崔效锋, 谢富仁. 1999. 利用震源机制解对中国西南及邻区进行应力分区的初步研究[J]. 地震学报, 21(5): 513-522.
- 董旭光, 周翠英, 华爱军. 1999. 渤海海峡及邻区现代小震震源机制解分析[J]. 内陆地震, 13(1): 7-16.
- 胡新亮, 刁桂苓, 马瑾, 李雪英, 高景春, 王勤彩. 2004. 利用数字地震记录的 P, S 振幅比资料测定小震震源机制解的可靠性分析[J]. 地震地质, 26(2): 347-354.
- 荆振杰, 杜义, 谢富仁. 2008. 昆明周边地区活动断层滑动与现代构造应力场[J]. 地震学报, 30(3): 230-239.
- 康英, 杨选, 陈杏, 陈贵美, 郑斯华. 2008. 广东及邻区的应力场反演[J]. 地震学报, 30(1): 59-66.
- 李瑞莎, 崔效锋, 刁桂苓, 张红艳. 2008. 华北北部地区现今应力场时空变化特征研究[J]. 地震学报, 30(6): 570-580.
- 李莹甄, 沈军, 聂晓红, 龙海英. 2011. 乌鲁木齐地区现今构造应力场综合分析[J]. 地震学报, 33(1): 15-27.
- 刘杰, 郑斯华, 康英, 啜永清. 2004. 利用 P 波和 S 波的初动和振幅比计算中小地震的震源机制解[J]. 地震, 24(1): 19-26.
- 刘峡, 傅容珊, 杨国华, 孙东平, 董运宏, 韩月萍. 2006. 用 GPS 资料研究华北地区形变场和构造应力场[J]. 大地测量与地球动力学, 26(3): 33-38.
- 刘泽民, 刘东旺, 李玲利, 倪红玉, 陈安国, 郑先进. 2011. 利用多个震源机制解求东大别地区平均应力场[J]. 地震学报, 33(5): 605-613.
- 六省市震源机制小组. 1981. 由震源机制解推断苏鲁皖豫地区的现代构造应力场[J]. 地震地质, 3(1): 19-28.
- 山长仑, 李永红, 李霞, 颜启, 张志慧, 李镇军. 2007. 山东及附近区域部分中小地震震源机制特征分析[J]. 华北地震科学, 25(4): 27-30, 41.
- 汪素云, 许忠淮, 俞言祥, 张琳. 1996. 中国及其邻区周围板块作用力的研究[J]. 地球物理学报, 39(6): 764-771.
- 王辉, 张国民, 汪素云, 马宏生. 2004. 应用地震学方法研究中国大陆活动地块应力应变场[J]. 地球物理学报, 47(6): 1035-1043.
- 王勤彩, 陈章立, 郑斯华. 2009. 汶川大地震余震序列震源机制的空间分段特征[J]. 科学通报, 54(16): 2348-2354.
- 王绳祖, 张流. 2002. 塑性流动网络控制下华北地区构造应力场与地震构造[J]. 地震地质, 24(1): 69-80.
- 魏光兴, 李秉锋. 1980. 1976 年春季山东庙岛群岛两次小震群[J]. 地震学报, 2(3): 258-267.
- 魏光兴, 周翠英, 赵兴兰. 1982. 华北地区中小地震应力场的优势方向[J]. 地球物理学报, 25(4): 333-343.
- 魏光兴, 刁守中, 周翠英. 1993. 郯庐带地震活动性研究[M]. 北京: 地震出版社: 1-200.
- 吴建平, 明跃红, 王椿镛. 2004. 云南地区中小地震震源机制及构造应力场研究[J]. 地震学报, 26(5): 457-465.
- 谢富仁, 祝景忠, 梁海庆, 刘光勋. 1993. 中国西南地区现代构造应力场基本特征[J]. 地震学报, 15(4): 407-417.
- 谢富仁, 苏刚, 崔效锋, 舒赛兵, 赵建涛. 2001. 滇西南地区现代构造应力场分析[J]. 地震学报, 23(1): 17-23.
- 谢富仁, 崔效锋, 赵建涛, 陈群策, 李宏. 2004. 中国大陆及邻区现代构造应力场分区[J]. 地球物理学报, 47(4): 654-662.
- 谢富仁, 张红艳, 焦青, 李瑞莎. 2008. 首都圈地区跨断层形变观测反演地壳应力场变化[M]//中国地震局地震预测研

- 研究所编. 中国地震预报探索. 北京: 地震出版社: 537—544.
- 许忠淮, 阎明, 赵仲和. 1983. 由多个小地震推断的华北地区构造应力场的方向[J]. 地震学报, 5(3): 268—279.
- 许忠淮. 1985. 用滑动方向拟合法反演唐山余震区的平均应力场[J]. 地震学报, 7(4): 349—361.
- 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[J]. 地球物理学报, 32(6): 636—647.
- 许忠淮. 1994. 板内应力场研究新成果的总结: JGR 世界应力图项目专辑简介[J]. 地球物理学进展, 9(1): 75—83.
- 许忠淮, 吴少武. 1997. 南黄海和东海地区现代构造应力场特征的研究[J]. 地球物理学报, 40(6): 773—781.
- 许忠淮, 徐国庆, 吴少武. 1999. 东海地区现代构造应力场及其成因探讨[J]. 地震学报, 21(5): 495—501.
- 袁金荣, 徐菊生, 高士钧. 1999. 利用 GPS 观测资料反演华北地区现今构造应力场[J]. 地球学报, 20(3): 232—238.
- 张国民, 马宏生, 王辉, 李丽. 2004. 中国大陆活动地块与强震活动关系[J]. 中国科学: D 辑, 34(7): 591—599.
- 张红艳, 谢富仁, 荆振杰. 2009. 京西北盆岭构造区现代构造应力场的非均匀特征[J]. 地球物理学报, 52(12): 3061—3071.
- 郑建常, 张宇隆, 陆汉鹏. 2010. 2009 年 3 月 25 日黄海 $M_L 4.0$ 地震震源机制的讨论[J]. 地震地磁观测与研究, 31(5): 25—30.
- 郑建常, 陈运泰. 2012. 基于粒子群优化的双力偶模型振幅谱反演方法及应用[J]. 地震学报, 34(3): 308—322.
- 周翠英, 魏光兴. 1987. 沂沭断裂带现代构造应力场与地震活动[J]. 华北地震科学, 5(2): 29—39.
- 周翠英, 华爱军, 蒋海昆, 董旭光, 吴延河, 张玲, 侯海峰. 2003. 以格点尝试法求取的山东地区现代中小地震震源机制解[J]. 东北地震研究, 19(1): 1—11.
- 周翠英, 王铮铮, 蒋海昆, 李永红, 吴延河. 2005. 华东地区现代地壳应力场及地震断层错动性质[J]. 地震地质, 27(2): 273—288.
- Aki K, Richards P G. 1980. *Quantitative Seismology: Theory and Methods*, Vol. I[M]. W H Freeman: San Francisco: 1—557.
- Abers G A, Gephart J W. 2001. Direct inversion of earthquake first motions for both the stress tensor and focal mechanisms and application to southern California[J]. *J Geophys Res*, 106(B1): 26523—26540.
- Angelier J. 2002. Inversion of earthquake focal mechanisms to obtain the seismotectonic stress \bar{N} : A new method free of choice among nodal planes[J]. *Geophys J Int*, 150(3): 588—609.
- Arnold R, Townend J. 2007. A Bayesian approach to estimating tectonic stress from seismological data[J]. *Geophys J Int*, 170(3): 1336—1356.
- Boness N L, Zoback M D. 2006. Mapping stress and structurally controlled crustal shear velocity anisotropy in California[J]. *Geology*, 34(10): 825—828.
- Bressan G, Bragato P L, Venturini C. 2003. Stress and strain tensors based on focal mechanisms in the seismotectonic framework of the Friuli-Venezia Giulia Region (Northeastern Italy)[J]. *Bull Seism Soc Amer*, 93(3): 1280—1297.
- Carena S, Moder C. 2009. The strength of faults in the crust in the western United States[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 287(3/4): 373—384.
- Fay N P, Bennett R A, Spinler J C, Humphreys E D. 2008. Small-scale upper mantle convection and crustal dynamics in southern California[J]. *Geochem Geophys Geosyst*, 9(8): Q08006.
- Frohlich C. 2001. Display and quantitative assessment of distributions of earthquake focal mechanisms[J]. *Geophys J Int*, 144(2): 300—308.
- Gephart J W, Forsyth D W. 1984. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: Application to the San Fernando earthquake sequence[J]. *J Geophys Res*, 89(B11): 9305—9320.
- Hardebeck J L, Hauksson E. 2001. Crustal stress field in southern California and its implications for fault mechanics[J]. *J Geophys Res*, 106(B10): 21859—21882.
- Hardebeck J L. 2006. Homogeneity of small-scale earthquake faulting, stress, and fault strength[J]. *Bull Seism Soc Amer*, 96(5): 1675—1688.
- Hardebeck J L, Michael A J. 2006. Damped regional-scale stress inversions: Methodology and examples for southern California and the Coalinga aftershock sequence[J]. *J Geophys Res*, 111(B11310): 1—11.

- Kastrup U, Zoback M L, Deichmann N, Evans K, Giardini D, Michael A J. 2004. Stress field variations in the Swiss Alps and the northern Alpine foreland derived from inversion of fault plane solutions[J]. *J Geophys Res*, **109**, B01402, doi:10.1029/2003JB002550.
- Loohuis J, van Eck T. 1996. Simultaneous focal mechanism and stress tensor inversion using a genetic algorithm[J]. *Physics and Chemistry of the Earth*, **21**(4): 267–271.
- Lund B, Slunga R. 1999. Stress tensor inversion using detailed micro-earthquake information and stability constraints: Application to Ölfus in southwest Iceland[J]. *J Geophys Res*, **104**(B7): 14947–14964.
- Lund B, Townend J. 2007. Calculating horizontal stress orientations with full or partial knowledge of the tectonic stress tensor[J]. *Geophys J Int*, **170**(3): 1328–1335.
- Maury J, Cornet F. 2011. Comparison between three methods for determining principal stress directions from focal mechanisms inversions [C]//*Geophys Res Abstr*, 13, EGU2011-7958-1.
- Michael A J. 1984. Determination of stress from slip data: Faults and folds[J]. *J Geophys Res*, **89**(B13): 11517–11526.
- Michael A J. 1987. Use of focal mechanisms to determine stress: A control study[J]. *J Geophys Res*, **92**(B1): 357–368.
- Nemcok M, Lishle R J. 1995. A stress inversion procedure for polyphase fault/slip data sets[J]. *J Struct Geol*, **17**(10): 1445–1453.
- Petit C, Déverchère J, Houdry F, Sankov V A, Melnikova V I, Delvaux D. 1996. Present-day stress field changes along the Baikal rift and tectonic implications[J]. *Tectonics*, **15**(6): 1171–1191.
- Plenefisch T, Bonjer K P. 1997. The stress field in the Rhine Graben area inferred from earthquake focal mechanisms and estimation of frictional parameters[J]. *Tectonophysics*, **275**(1/3): 71–97.
- Snoke J A, Munsey J W, Teague A C, Bollinger G A. 1984. A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and SV-P amplitude ratio data[J]. *Earthquake Notes*, **55**(3): 15.
- Terakawa T, Matsu'ura M. 2008. CMT data inversion using a Bayesian information criterion to estimate seismogenic stress fields[J]. *Geophys J Int*, **172**(2): 674–685.
- Townend J, Zoback M D. 2004. Regional tectonic stress near the San Andreas fault in central and southern California [J]. *Geophys Res Lett*, **31**, L15S11: 1–5.
- Wan Y. 2010. Contemporary tectonic stress field in China[J]. *Earthq Sci*, **23**(4): 377–386.
- Zoback M L. 1992. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The world stress map project[J]. *J Geophys Res*, **97**(B8): 11703–11728.