

文章编号: 0253-3782(2005)01-0001-10

基于观测应力场的大华北地区 动力学机制探讨^{*}

冯向东^{1, 3)} 魏东平¹⁾ 陈棋福²⁾

1) 中国北京 100039 中国科学院研究生院计算地球动力学重点实验室

2) 中国北京 100036 中国地震局地震预测研究所

3) 中国石家庄 050021 河北省地震局分析预报中心

摘要 采用伪三维有限元方法, 利用观测应力场应力取向和应力状态作为主要约束, 对华北地区的构造应力场进行了数值模拟。结果显示, 华北地区应力场主要受到来自太平洋板块和青藏高原挤压作用的控制。太平洋板块的北西西向的挤压作用对这一地区, 尤其是华北平原地区构造应力场的影响更大。同时, 上涌地幔沿盆地边缘法线方向的引张, 对这一地区的应力场的形成也起到一定的作用。

关键词 大华北地区 应力状态 有限元方法 动力学模拟

中图分类号: P553 **文献标识码:** A

引言

位于东经 $106^{\circ} \sim 124^{\circ}$ 、北纬 $31^{\circ} \sim 42^{\circ}$ 的大华北地区, 包括 3 个二级地块: 燕山地块、鄂尔多斯地块与华北平原地块(图 1)。这 3 个地块的地质构造差异很大, 鄂尔多斯地块刚性很大且很稳定, 周缘多被断陷盆地所围限, 新生代以来内部活动较少, 但其周缘断层带活动强烈, 地震活动频繁; 华北平原地块自新生代以来的地质构造活动一直很强烈, 内部地震活动较多(徐煜坚等, 1985); 相对而言, 燕山地块第四纪以来一直比较稳定。

利用震源机制解的最大主应力的方向(P 轴)作为约束, 采用二维板壳有限元模型, 汪素云和陈培善(1980)以及汪素云等(1996)对中国及邻区现代构造应力场进行数值模拟, 并得到了中国大陆应力场主要受印度板块、太平洋板块和菲律宾板块挤压作用及控制的结论。其中以印度板块的控制作用最大, 太平洋板块的作用次之; 而华北地区水平最大主压应力的方向为北东东向为主。安其美等(1985)则利用套芯应力实测资料, 对华北地区应力场作了反演, 推断华北地块外作用力方向为 $N70^{\circ}E$, 或近东西方向。李钦祖等(1982)利用震源机制解, 也得到华北地区的地应力场主压应力轴多为 ENE-WSW 向。许忠淮等(1989)利用我国大陆地区的地震资料, 编制了全国平均应力场的方向图。陈连旺等(1999)根据地应力测量和震源机制解资料, 进一步得到了华北地区三维应力场的分布, 并讨论了内部断层对这一地区应力场的控制作用, 结果显示绝大多数地区处于走滑应力状态, 郊庐断裂为右旋逆冲走滑, 山西地堑系处于正断层状态, 内部断层与内部应力场相互影响。袁金荣等

* 国家自然科学基金(40274035)与中国科学院研究生院院长基金(yzjj200112)共同资助。
2003-10-20 收到初稿, 2004-09-14 收到修改稿并决定采用。

(1999)利用 GPS 资料, 采用有限元方法, 得到华北地区在来自太平洋板块和印度板块挤压和地幔隆起共同作用下, 形成了现今华北地区构造应力场呈 NE-SW 向挤压、SE-NW 向拉张的主要特征。王绳祖和张流(2002)采用岩石圈塑性流动网和多层构造变形模型, 探讨了

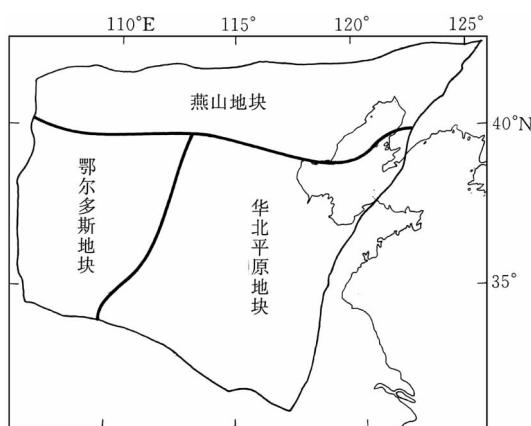


图 1 华北地块及其相邻区域

华北地区岩石层深部构造应力场与地震活动性的关系。段永红等(2002)利用三维有限差分层析成像技术, 得到华北地区上部地壳的速度结构, 表明了该地区的地质构造的复杂性。方剑(1999)利用 S 波速度三维层析成像和布格重力异常结果, 采用约束最小二乘方法, 得到了华北地区岩石层的三维密度分布。

目前, 传统的方法仅仅利用观测应力场的应力取向(stress orientation)作为主要约束, 但对应力状态(stress regime)作为一类重要观测资料, 未能很好地加以应用。

魏东平(2000)、Wei(1997)引进软流层静压推力的概念, 通过伪三维有限元数值模拟, 同时利用观测应力场应力取向和应力状态作为约束来反演大地构造应力场。据此方法, 本文利用 WSM2000 的观测应力场资料, 建立华北地区的伪三维有限元模型, 研究该区的动力作用机制。

1 方法及数据

首先建立华北地区的三维岩石层模型, 包括上地壳、下地壳、固体上地幔 3 层, 用地震反演得到的华北地区莫霍面深度确定地壳厚度(朱介寿等, 2002)。其中上地壳与下地壳的厚度相同, 固体上地幔的厚度统一取为 100 km, 弹性介质体的杨氏模量取为 1.70×10^{11} N·m⁻², 泊松比取为 0.28。我们采用一维稳定热传导模型, 并利用该地区热流资料和地形资料建立岩石层的三维温度分布, 进而利用方程 $\rho_T(z) = \rho_0[1 - \alpha T(z)]$ 得到其三维密度分布。其中 ρ_0 是摄氏零度时岩石的密度, α 为热膨胀系数。上地壳, 下地壳, 固体上地幔 3 层摄氏零度时的密度分别取 2 775 kg/m³, 2 900 kg/m³ 和 3 440 kg/m³, α 的值取为 3.3×10^{-5} K⁻¹ (Parsons, Sclater, 1977; Stein, 1992; Kono *et al.*, 1989)。

在一定条件下, 应力场的垂直分量与水平分量可以相互解耦, 因而可以分别计算。本研究中, 我们利用二维球壳有限元计算应力场的水平分量, 首先根据重力均衡原理, 计算模型各节点的软流层静压推力。同时考虑各边界作用力、模型内部主要断层的作用力、以及板块基底的拖曳力等, 以上各力共同作用, 使得整个模型处于动力平衡的状态, 其中板块基底的拖曳力(矩)平衡了其它各力的合力(矩)(魏东平, 2000); 另一方面, 对于应力场的垂直分量, 考虑到作为应力解耦条件, 根据重力均衡理论可以独立计算各单元的垂直应力场(Saito, 1995)。这样, 利用应力场的水平分量减去垂直分量, 便可得到差分应力场, 进而利用差分应力场判定介质内部的应力状态。

本研究中, 我们采取伪三维有限单元的数值模拟方法。在计算应力场的垂直分量时候, 我们考虑了三维岩石层的结构与构造特征; 但是在计算水平分量时则采用二维有限单

元法, 即在计算过程中将均匀加载的边界力(单位: $N \cdot m^{-1}$)平均分配给两端的单元节点。在此情况下, 考虑到岩石层的厚度因素, 在将二维情况下单位长度下的边界作用力($N \cdot m^{-1}$)还原成三维岩石层模型情况下的垂直剖面时, 该边界作用力实际上平均分布于整个剖面。因此, 将边界作用力($N \cdot m^{-1}$)除以岩石层厚度(单位: m), 便得到了该剖面的应力水平(单位: Pa)。所以, 以上两种关于边界力的表述方法是等价的。

整个华北地区划分成 4 140 个三角形有限单元, 每个单元面积平均约 310 km^2 。为了更好地了解各边界和内部主要断层的性质及对板内应力场的影响程度, 首先对各段边界或断层单独施加外载荷, 由小到大, 观测内部应力场随外载荷的变化情况, 并结合相关资料来确定每一断层外加载荷。我们用世界应力图计划数据库 WSM2000(黄玺瑛, 魏东平, 2003; Mueller *et al.*, 2000)中 130 个质量为 A~D 级的观测应力场数据作为数值模拟的主要约束。这 130 个数据分布在 83 个有限单元中, 并且多集中在华北平原地块内(62 个有限单元)。比较而言, 鄂尔多斯地块(11 个单元)和燕山地块(10 个单元)内数据较少。其中 39 个单元中的数据有应力状态, 应力状态为张性的有限单元 6 个, 走滑性质的 30 个及压性的 3 个。具体的空间分布为: 华北平原地块内 25 个, 鄂尔多斯地块 11 个, 燕山地块 3 个。

2 模拟结果

2.1 各边界断层带作用力相对大小的初步估计

结合其它的地质地震资料及模拟结果, 我们认为各边界段作用力较可能的方向为: 燕山地块北边界为 NE, 鄂尔多斯西边界北段为 $N45^\circ\text{W}$, 而其西南段为 $N15^\circ\text{E}$, 鄂尔多斯南边界为 $N45^\circ\text{E}$, 华北平原南边界表现为 $N45^\circ\text{E}$ 左旋弱挤压, 华北平原东边界为 $S45^\circ\text{W}$ 。

对每一边界断层带单独施加作用力, 考察模拟得到的板内应力场随所受边界力变化的情况, 并接受包括应力取向与应力状态的统计检验。我们进一步得到了通过应力取向和应力状态检验的有限单元数随各段边界所加边界力大小变化的情况(图 2)。

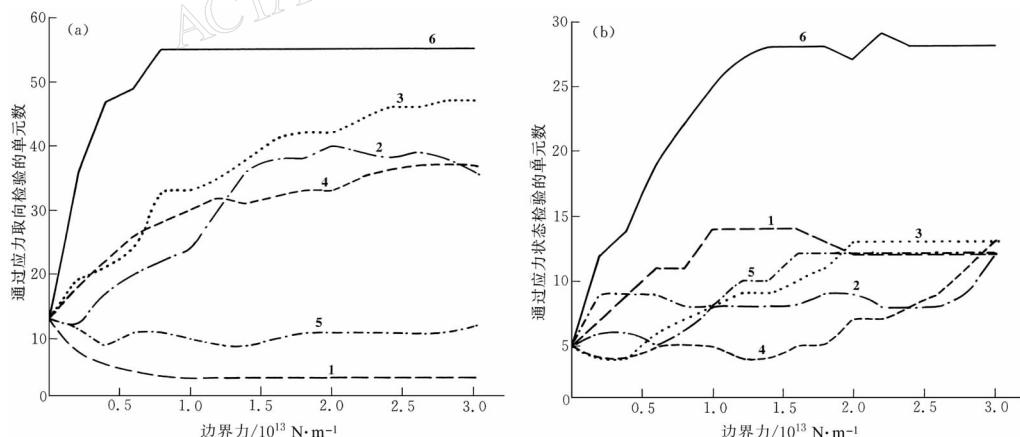


图 2 各边界断层带作用力的相对大小的估计

(a) 通过应力取向检验的有限单元数; (b) 通过应力状态检验的有限单元数

1. 燕山北边界; 2. 鄂尔多斯西边界北段; 3. 鄂尔多斯西边界南段; 4. 华北地区南边界鄂尔多斯段; 5. 华北地区南边界华北平原段; 6. 华北地区东边界

对于燕山北边界(图 2 中曲线 1)以及华北平原南边界(图 2 中曲线 5), 从图 2a 中我们

可以看出,随着这两个边界约束力的加大,通过应力取向检验的有限单元数,不增反减,因此这两个边界所受外界的作用力小于 $0.2 \times 10^{13} \text{ N} \cdot \text{m}^{-1}$, 应力水平为 15 MPa, 燕山北边界断层带为张性,因此我们认为这一边界带可以看作准自由边界不受作用力; 地质及地球物理资料(何建坤等, 1998; 徐明才等, 2000; 李炳华, 2001)支持华北平原南边界为弱挤压性质。我们推测这一边界作用力小于 $0.2 \times 10^{13} \text{ N} \cdot \text{m}^{-1}$, 应力水平为 15 MPa。

对于华北地块东边界(图 2 中曲线 6),对所加边界力的反应最为敏感。当边界力在 $0.2 \times 10^{13} \text{ N} \cdot \text{m}^{-1} \sim 1.2 \times 10^{13} \text{ N} \cdot \text{m}^{-1}$ (其相应的应力水平为 15~95 MPa)变化时,通过应力取向检验和应力状态检验的有限单元数快速增加为 55 个(占含有观测应力取向数据单元数的 66%, 下同)和 27 个(占含有观测应力状态数据单元数的 69%, 下同)。继续增加该段的作用力时,通过应力取向和应力状态检验的单元数保持在 55 个和 28 个。由此我们可以合理地推测这一边界作用力大小范围在 $(0.2 \sim 1.2) \times 10^{13} \text{ N} \cdot \text{m}^{-1}$ (其相应的应力水平为 15~95 MPa)。这与通过地应力测量给出的结果基本一致(王小凤等, 2000)。

模拟结果进一步显示,随着华北地块东边界作用力的增大,华北地块板内应力状态逐渐由张性或压性转变为走滑性质,此后继续增大边界作用力,板内应力场并没有像预想的转变为压性,而是保持为走滑性质。这是因为我们的模型中假定应力场水平分量和垂直分量相互解耦,垂直分量通过重力均衡单独计算。因此,垂直分量的大小只与板块本身的性质有关,与边界作用力无关。未加边界作用力时应力状态为张性的有限单元,在没有边界作用力时垂直分量是最大主应力,最小主应力和中间主应力为水平分量。随着边界作用力的增大,沿作用力的方向上的水平分量逐渐变为最大主应力,与之垂直的水平分量成为最小主应力,垂直分量变成了中间主应力,应力状态变为走滑性质。没有边界作用力时表现为压性的大部分有限单元,最大主应力和中间主应力在水平方向上,垂直分量是最小主应力。但由于最大主应力与边界作用力的方向并不一致,随着边界作用力的增加,最大主应力方向逐渐靠近作用力的方向,与边界作用力垂直的方向的应力相应变小,有限单元的应力状态变成了走滑性质。在没有边界力时,表现为走滑性质的有限单元的应力状态随边界力变化的情况,与表现为压性的有限单元类似。继续增大边界力,3 个主应力的方向不会发生变化,应力状态始终表现为走滑性质。在模拟其它边界的作用力对板内应力场的影响时,也有类似的现象发生。因此,我们把应力场状态趋于稳定时的作用力的大小作为作用力的上限,而把应力状态检验通过率开始上升的作用力的大小作为作用力的下限,同时考虑应力取向检验通过率的变化。

鄂尔多斯西边界南段(图 2 中曲线 3)作用力从 0 逐渐增大到 $0.4 \times 10^{13} \text{ N} \cdot \text{m}^{-1}$, 应力水平为 30 MPa 时,通过应力状态检验的有限单元却在减少; 作用力从 $0.4 \times 10^{13} \text{ N} \cdot \text{m}^{-1}$ (应力水平为 30 MPa)逐渐增大到 $2.0 \times 10^{13} \text{ N} \cdot \text{m}^{-1}$ (应力水平为 140 MPa)时,通过应力状态和应力取向的有限单元数都在增加。继续增大作用力,通过应力状态检验的有限单元数不再增加,通过应力取向检验的有限单元数增加缓慢。由此我们推测这一边界作用力大小在 $0.4 \times 10^{13} \text{ N} \cdot \text{m}^{-1} \sim 2.0 \times 10^{13} \text{ N} \cdot \text{m}^{-1}$ (应力水平在 30~140 MPa)。

鄂尔多斯西边界北段作用力从 $0.4 \times 10^{13} \text{ N} \cdot \text{m}^{-1}$ (应力水平为 30 MPa)增至 $1.0 \times 10^{13} \text{ N} \cdot \text{m}^{-1}$ (应力水平为 75 MPa)时,通过应力取向和应力状态检验的有限单元数逐渐增加; 继续增加作用力,通过应力状态检验的单元数基本保持不变,通过应力取向检验的单元数继续增加。当作用力增大至 $1.5 \times 10^{13} \text{ N} \cdot \text{m}^{-1}$ 后继续增大作用力,通过应力取向和应力状

体检验的单元数基本保持不变。因此我们推测这一边界作用力在 $0.4 \times 10^{13} \text{ N} \cdot \text{m}^{-1} \sim 1.0 \times 10^{13} \text{ N} \cdot \text{m}^{-1}$ (应力水平为 35~75 MPa) 之间。对于鄂尔多斯南边界, 通过应力状态检验的单元数不随作用力的增加而增加, 我们认为这一边界可以看作准自由边界。

通过大量的数值模型实验, 我们得到以下几个有代表性的特征作用力模型。

2.2 仅考虑华北东边界的作用力的情况

华北地块东边界主要由郯庐断裂带构成, 郯庐断裂带可分成南、中、北 3 段; 早白垩纪至今, 郯庐断裂及邻区的构造应力场, 表现为东西向挤压, 南段性质左行挤压, 北段为右行挤压(王小凤等, 2000), 中段近东西向挤压。晚第三纪以来郯庐断裂一方面继承了喜马拉雅期右旋扭动的力学性质, 同时由于太平洋板块挤压作用, 致使对郯庐断裂增加了一个正向挤压应力分量, 在整体上显示为挤压右旋扭动(国家地震局地质研究所, 1987)。由此我们通过大量的作用力模型试验, 给出了华北平原地块东边界的特征作用力为 $0.8 \times 10^{13} \text{ N} \cdot \text{m}^{-1}$ (图 3a), 即应力水平为 60 MPa, 方向为 S45°W 的模拟结果。

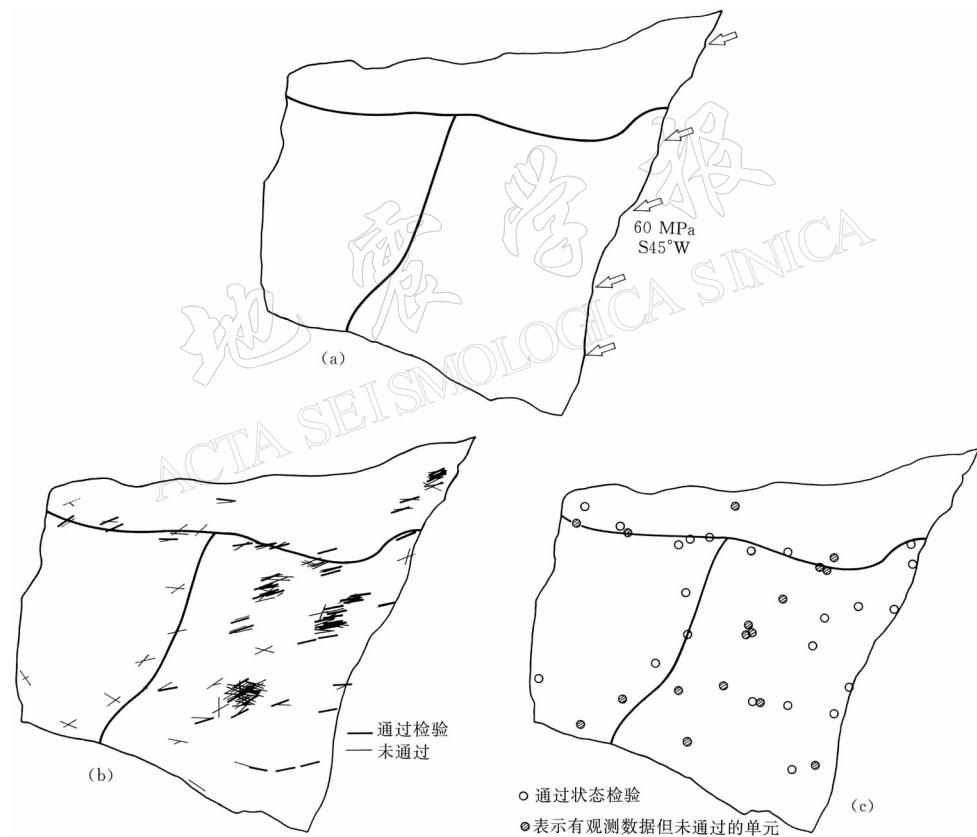


图 3 仅考虑华北平原地块东部边界作用力时的数值模拟结果

(a) 华北平原地块东边界的作用力示意图; (b) 应力取向检验. 通过应力取向检验的单元为 54, 有观测数据的单元数为 83; (c) 应力状态检验. 通过应力状态检验的单元为 22, 有观测数据的单元为 39

模拟结果显示(图 3b, c): 通过应力取向和应力状态检验的有限单元数分别为 54 个(65%)和 22 个(56%), 应力取向在华北平原内多为 ENE 向, 与观测应力场基本一致; 而在鄂尔多斯地块内模拟应力场为近东西向, 与观测应力场不一致, 因此需要考虑鄂尔多斯

周边所受到的作用力的影响.

2.3 进一步考虑鄂尔多斯西边界南段作用力的情况

鄂尔多斯西边界南段受到来自青藏高原的挤压作用, 属于西南边缘断裂束, 主要展布在东经 107° 以西, 北纬 38° 以南的陕甘宁三省(区). 组成西南边缘的主要断层带有3条, 第三纪末的喜马拉雅运动在本区十分强烈. 沿着弧形断裂束中的每一条主要断裂, 山区地块向着东北侧的盆地逆冲甚至逆掩. 第四纪延续了以上运动, 多数断层性质表现为左旋逆冲(国家地震局《鄂尔多斯周缘活动断裂系》课题组, 1988). 根据以上研究, 我们在考虑华北东边界的基础上, 给出了这一边界上的特征作用力的大小为 $1.2 \times 10^{13} \text{ N} \cdot \text{m}^{-1}$, 应力水平约为85 MPa, 方向为N 10° E的模拟结果.

我们的结果显示, 通过应力取向和应力状态检验的有限单元数分别为53个(64%)和25个(56%). 与仅考虑华北东边界相比, 在鄂尔多斯和燕山地块边界的两个单元通过应力取向检验的有限单元数减少了2个. 在鄂尔多斯西南边界的唯一有观测数据的单元通过了应力取向检验, 通过应力状态检验的有限单元数增加了3个. 在鄂尔多斯与华北平原之间分布的含有观测数据的几个单元没有通过应力取向检验, 这几个单元的观测应力取向为NNE近南北向, 而预测应力取向为北东东或近东西向; 华北平原地块内应力场变化很小, 说明作用于鄂尔多斯西南边界的作用力, 由于受到活动性平静的鄂尔多斯地块的阻断, 特别是山西地堑的阻断和屏蔽作用, 很难影响到华北平原板块. 另外, 华北平原地块南部的几个单元, 应力取向近东西向, 与观测应力取向的北东向不一致.

2.4 综合考虑内部主要断层及所有边界带约束作用力的情况

鄂尔多斯地块与华北平原地块之间的边界是山西断陷带. 该断陷带由一系列的拉张盆地构成, 由于受到太平洋板块和印度板块俯冲的共同作用, 形成走滑断层并在断层的尾部形成拉张盆地, 属于典型的走滑拉分结构. 以山西断裂带为界的鄂尔多斯地块与华北平原地块的地质构造差别很大, 很多性质截然相反. 地震波及地质资料都显示, 华北平原地块的下部存在地幔热物质的上涌(朱介寿等, 2002; 段永红等, 2002). 其地幔上涌物质的侧向运动, 推挤鄂尔多斯地块. 因此我们在鄂尔多斯东边界施加作用力大小为 $0.3 \times 10^{13} \text{ N} \cdot \text{m}^{-1}$, 相当于23 MPa的应力水平, 作用力方向为N 45° W.

我们在华北平原南边界施加了 $0.2 \times 10^{13} \text{ N} \cdot \text{m}^{-1}$ 、应力水平约为15 MPa、方向为N 45° E的作用力. 华北平原北边界是张家口—渤海断裂带. 我们在这一断裂带上施加了 $0.3 \times 10^{13} \text{ N} \cdot \text{m}^{-1}$ 、应力水平为23 MPa、方向为N 45° W的作用力. 鄂尔多斯西边界北段断层以剪切拉张为主要特征, 形成银川地堑. 银川地堑是新生代以来形成的断陷盆地, 受两类地球动力学的作用: 一是陇西弧形断层的NNE向挤压; 二是地幔上涌地壳减薄(雷芳等, 1997). 而在银川断陷盆地, 以拉张为主(谢富仁等, 2000)有右旋走滑分量, 我们在此边界施加了 $0.4 \times 10^{13} \text{ N} \cdot \text{m}^{-1}$ 、应力水平为28 MPa、N 45° E的作用力.

鄂尔多斯北边界为河套断陷带, 东西长440 km, 南北宽40~80 km, 总体走向近东西, 周边主要发育正断层, 局部见张扭性正断层, 主要显示左旋扭动特征, 垂直运动强烈(国家地震局《鄂尔多斯周缘活动断裂系》课题组1988). 据此, 我们施加了 $0.4 \times 10^{13} \text{ N} \cdot \text{m}^{-1}$ 、应力水平28 MPa的左旋拉张力(图4a).

可以看出, 在此情况下, 模型通过应力取向和应力状态检验的单元数分别为56个(67%)与29个(74%)(图4b, c). 与仅考虑华北东边界、华北东边界与鄂尔多斯西南边界

的情况相比, 不但数量有所提高, 其空间分布也有了较大的改善。尤其是华北平原地块的冀渤凹陷区, 由压性变成了走滑性质, 显示华北地区内部断层作用力对其应力场的分布的影响不可忽略。

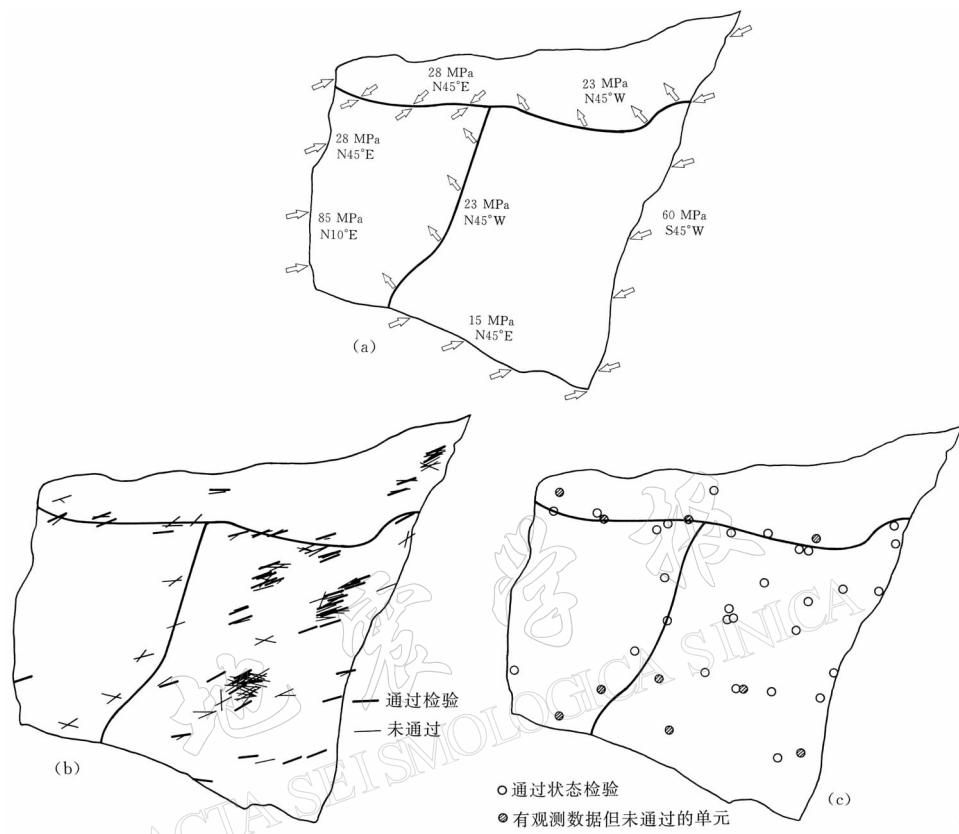


图 4 (a) 综合考虑各边界带及内部断层的共同约束之作用力示意图;
 (b) 应力取向检验. 通过应力取向检验单元为 56, 有观测数据的单元为 83; (c) 应力状态检验. 通过应力状态检验单元为 29, 有观测数据的单元为 39

3 结果分析与讨论

通过对各边界作用力的数值模拟, 可以看出华北东边界的作用力对华北地区的应力场的分布特征影响最大, 其特征作用力大小为 $0.8 \times 10^{13} \text{ N} \cdot \text{m}^{-1}$, 应力水平约为 60 MPa; 其次, 对板内应力场影响较大的是鄂尔多斯西边界南段, 其特征作用力为 $1.2 \times 10^{13} \text{ N} \cdot \text{m}^{-1}$ (应力水平约为 85 MPa). 表 1 列出了经过模拟得到的各边界与断层带的特征作用力及相应的应力水平。

在仅考虑华北东边界作用力、华北东边界与鄂尔多斯西边界南段作用力情况下, 华北平原地块在冀渤凹陷北东向的区域模拟应力场为压性, 与观测应力场不符。当考虑了山西地堑西缘 NW 向的作用力, 这一地区的应力状态由压性变为走滑性质, 多数单元通过了应力状态检验。这一现象, 可能反映了地幔上涌物质对华北地块的 NW、SE 向的引张作用(王春华等, 1991)。这一区域有一个值得注意的规律, 即华北板块盆地和断层带多为 ENE 向, 并且 ENE 向的断层多有右旋分量, 而 WNW 向的断层多为左旋性质。我们的模拟结果

支持这样的观点：华北地块整体的东部受到来自太平洋板块方面的 SW 向的挤压作用，而在西南部则受到来自青藏高原的 NE 向的挤压作用，并进而导致华北平原地块沿 NW 方向上的拉张作用。这似乎可以解释为什么该地区的大多数断层与盆地多为北东东向的情况。我们在模拟中考虑了山西地堑和渭河盆地 NW 边缘及张家口渤海断裂带北缘沿盆地横向的指向盆地外法线方向的作用力，用以模拟软流层对盆地的引张作用。此外，由于鄂尔多斯地块岩石层巨厚，而华北平原地块的岩石层相对较薄，因而可能在华北地块地下热物质上涌形成尺度更大一些的地幔软流层对流环。地幔软流层物质的这种侧向运动，由于受到鄂尔多斯地块较厚岩石层的阻挡，而产生对鄂尔多斯地块的 NW 向的推挤作用，这一作用力有可能会屏蔽掉青藏高原的挤压作用对华北平原地块板内构造应力场的影响。

表 1 模拟得到的各边界与内部断层带的特征作用力及相应的应力水平

地块边界名称	边界性质	特征作用力/ $10^{13} \text{ N} \cdot \text{m}^{-1}$	应力水平/MPa	作用方向
燕山地块北边界	张性	准自由边界		
鄂尔多斯地块西边界	张性右旋	0.4	28	N45°E
鄂尔多斯西边界南段	压性右旋	1.2	85	N10°E
鄂尔多斯地块南边界	张性左旋	准自由边界		
华北平原地块南边界	弱压性	0.2	15	N45°E
华北地块东边界	挤压右旋	0.8	60	N45°E
鄂尔多斯地块北边界	左旋挤压	0.4	28	N45°E
华北平原地块北边界	右旋拉张	0.3	23	S45°W
鄂尔多斯地块东边界	右旋拉张	0.3	23	N45°W

图 5 给出了综合考虑内部主要断层和所有边界带作用力情况下的最大剪应力与应变能(取常用对数后)等值线的空间分布图。图中同时绘出了自 1900~2001 年这一地区发生的 6 级以上的中强地震分布。可以看出，从华北平原地块的东北部及华北平原地块西部靠近鄂尔多斯地块的 75 MPa 到鄂尔多斯地块西北缘的 5 MPa，华北地区的最大剪切应力值大小范围相差了一个量级。对比中强地震的空间分布特征，我们可以发现，发生于华北地区的中强地震，一般位于最大剪应力的高值或最大剪应力的高梯度带区域；对应于应变能等值线分布图，则分别位于应变能的高值区域或应变能的高梯度带区域。

我们模拟的初步结果表明，应力状态作为一类比较有效的约束，在华北地区的有限元的数值模拟中，起着与应力取向的约束同样重要的作用。华北地区应力场受到来自郯庐断裂传递过来的作用力的控制，尽管作用力数值相对较小，但其内部应力场应力取向及应力状态的变化对此都比较敏感；而来自青藏高原的挤压碰撞作用力虽然数值较大，但由于受到鄂尔多斯地块的阻挡和屏蔽作用，对华北平原地块内部的应力场的影响相对较小。华北地区的中强地震一般位于最大剪应力的高值或最大剪应力的高梯度带区域，或者位于应变能的高值或应变能的高梯度带区域。

不过，由于观测资料的不均性，华北平原集中了 75% 的观测数据，因此有可能造成模拟中的对各边界作用力的估计的偏差；其次我们的模型对内部断层的模拟相对而言比较简单，造成在模拟过程中断层附近的预测应力场和观测应力场存在一定的系统偏差。同时，如果进一步考虑由于地幔物质上涌产生的热应力场，结果可能更为客观一些。另外，在我们的模拟过程中，关于模型内部施加作用力的方式，在不同的内部断层上是不一样的。例如：对于鄂尔多斯与燕山地块，由于它们接触处的岩石层厚度相当，模拟过程中我们同时

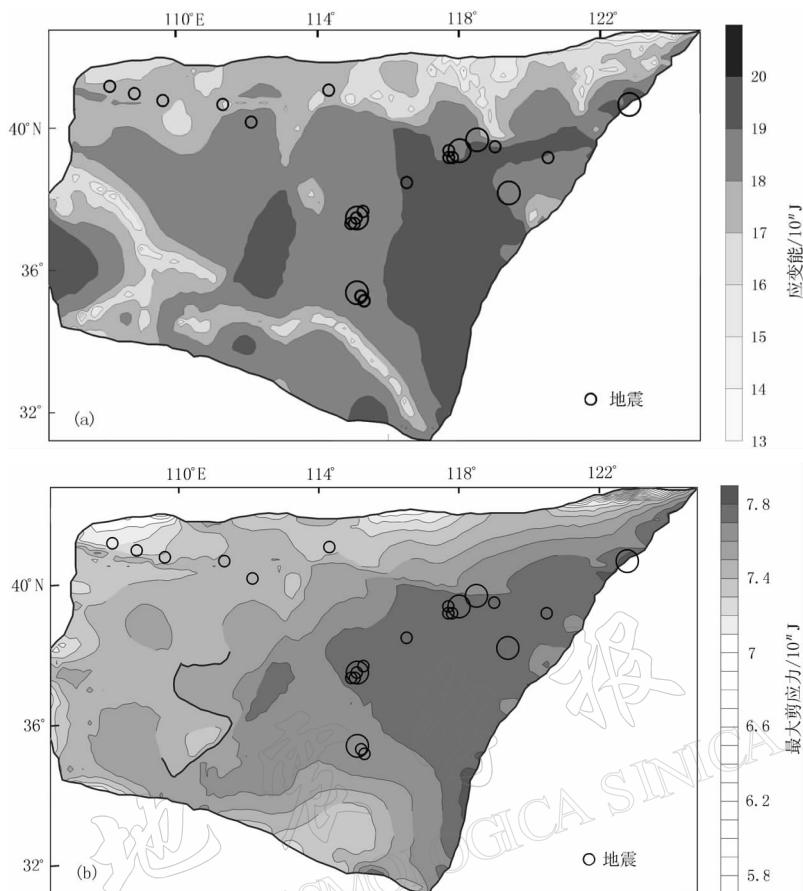


图 5 综合考虑内部断层与所有边界带作用力的情况

(a) 应变能等值线图(常用对数值); (b) 最大剪应力等值线图(常用对数值)

考虑了它们的作用力与反作用力; 而对于华北平原地块与鄂尔多斯地块边界段及燕山地块边界段的作用力, 由于华北平原地块的岩石层厚度普遍比鄂尔多斯地块与燕山地块薄, 图 4a 中的作用力之反作用力直接受到了来自地幔软流层作用力的阻挡。因此, 在考虑内部断层作用的因素时, 对这种来自外部的阻挡作用未予以考虑。这些都需要做进一步地研究与探讨。

在论文写作过程中马延路和刘卫华给予了很大帮助。本文图件均采用 P. Wessel, W. H. F. Smith 博士的绘图软件。在此一并表示感谢。

参 考 文 献

- 安其美, 孙世宗, 刘玉琢. 1985. 用地应力实测结果反演华北地区构造应力场[J]. 华北地震科, 3(4): 28~39
 陈连旺, 陆远忠, 张杰, 等. 1999. 华北地区三维构造应力场[J]. 地震学报, 21(2): 140~149
 段永红, 张先康, 方盛明. 2002. 华北地区上部地壳结构的三维有限差分层析成像[J]. 地球物理学报, 45(3): 362~369
 方剑. 1999. 华北地区岩石圈三维密度分布[J]. 物探和化探, 23(3): 179~184
 国家地震局《鄂尔多斯周缘活动断裂系》课题组. 1988. 鄂尔多斯周缘活动断裂系[M]. 北京: 地震出版社, 20~322
 国家地震局地质研究所. 1987. 郯庐断裂[M]. 北京: 地震出版社, 20~328
 何建坤, 刘福田, 刘建华, 等. 1998. 东秦岭造山带莫霍面展布与碰撞造山带深部过程的关系[J]. 地球物理学报, 41(增刊): 64~76

- 黄玺瑛, 魏东平. 2003. 世界应力图 2000 版(WSM2000)介绍及使用说明[J]. 地球物理学进展, **18**(2): 234~246
- 雷芳, 陈玉华, 董治平, 等. 1997. 银川地堑地震背景于近期地震活动趋势初步分析[J]. 高原地震, **9**(4): 58~64
- 李炳华. 2001. 秦岭—桐柏一大别造山带深部构造及其与南北两侧陆块关系之探讨[J]. 山西地质, **19**(1): 59~70
- 李钦祖, 靳雅敏, 于新昌. 1982. 华北地区的震源机制与地壳应力场[J]. 地震学报, **4**(1): 55~61
- 汪素云, 陈培善. 1980. 中国邻区现代构造应力场的数值模拟[J]. 地球物理学报, **23**(1): 35~45
- 汪素云, 许忠淮, 俞言祥, 等. 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
- 王春华, 廖素琼, 徐杰, 等. 1991. 华北东部地区上地幔运动与盆地形成关系的模拟研究[J]. 地震地质, **13**(3): 276~281
- 王绳祖, 张流. 2002. 塑性流动网控制下的华北地区构造应力场和地震构造[J]. 地震地质, **24**(1): 69~80
- 王小凤, 李中坚, 陈柏林, 等. 2000. 郊庐断裂带[M]. 北京: 地质出版社, 139~141
- 魏东平. 2000. 软流层静压推力及其板块动力学意义[J]. 地质力学学报, **6**(1): 4~14
- 谢富仁, 舒塞兵, 窦素芹. 2000. 海原、六盘山断裂带至银川断陷第四纪构造应力场分析[J]. 地震地质, **22**(2): 139~146
- 徐明才, 高景华, 刘建勋. 2000. 东秦岭深地震剖面上莫霍基本特征的研究[J]. 地质与勘探, **36**(1): 40~43
- 徐煜坚, 罗焕炎, 虞顺民, 等. 1985. 华北北部地区地质模型与强震迁移[M]. 北京: 地震出版社, 41~42
- 许忠淮, 汪素云, 黄雨蕊, 等. 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
- 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
- 朱介寿, 曹家敏, 蔡学林, 等. 2002. 东亚及西太平洋边缘海高分辨率层析成像[J]. 地球物理学报, **45**(5): 646~664
- Kono M, Fuko Y, Yamamoto A. 1989. Mountain building in the central Andes[J]. *J Geophys Res*, **94**: 3 869~3 905
- Mueller B, Reinecker J, Heidbach O, et al. 2000. The 2000 release of the world stress map (available online at www.world-stress-map.org)
- Parsons B, Selater J G. 1977. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age[J]. *J Geophys Res*, **82**: 803~827
- Saito A. 1995. *Differential Stress Fields in the Nazca and South American Plates: Two Dimensional Modeling Taking into Account the Plate and Crustal Structure Variations and Plate Driving Force*[D]: [PhD thesis]. Tokyo: Earthquake Research Institute of University of Tokyo, 5~20
- Stein C, Stein S. 1992. Global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age[J]. *Nature*, **359**: 123~129
- Wei Dongping. 1997. *Pseudo 3-D Spherical Modeling of the Intraplate Stresses of the Eurasian Plate: Implications to Plate Dynamics*[D]: [PhD thesis]. Tokyo: Earthq Res Inst, Univ Tokyo, 20~23

DISCUSSION ON THE DYNAMIC MECHANISM OF GREAT NORTH CHINA AREA BASED ON THE OBSERVED STRESS DATA

Feng Xiangdong¹⁾ Wei Dongping²⁾ Chen Qifu³⁾

1) Laboratory of Computational Geodynamics, Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China

2) Institute of Earthquake Science, China Earthquake Administration, Beijing 100036, China

3) Earthquake Administration of Hebei Province, Shijiazhuang 050021, China

Abstract: Based on the constrained data from the observed stress orientation and the observed stress regime, the tectonic stress fields of the Great North China area has been simulated by using the pseudo 3-D finite element method. The results indicate that the stress fields in this area are basically controlled by the push forces coming from the Pacific Plate and from the Qinghai-Xizang Plateau, especially the WNW ward action from the Pacific Plate play a more important role in North China plain block. At the same time, the extension action by the mantle upwelling in the perpendicular direction to the basin margins also definitely affects the forming of the stress fields in North China plain area.

Key words: Great North China area; stress regime; finite element method; dynamic simulation