

文章编号: 0253-3782(2001)01-0024-12

辽宁及邻区地壳构造应力场及其与 地震活动关系的三维有限 元数值模拟研究^{*}

李 平^{1), 2)} 卢良玉²⁾ 卢造勋²⁾ 潘 科²⁾ 焦明若²⁾

1) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所

2) 中国沈阳 110031 辽宁省地震局

摘要 依据最新的辽宁及其邻近地区地壳上地幔三维地震波速结构, 并考虑地质构造、断裂以及地壳深部的构造环境等因素, 建立研究区的三维地质模型; 结合震源机制解与原地应力测量资料, 分析区域现代地应力场特征, 确定了研究区的边界约束和动力边界条件。在以上基础上, 采用线弹性介质模型进行研究区三维构造应力场的有限元数值模拟, 探讨研究区地壳应力场的基本特征。对比分析表明, 本区地壳内应力场的三维有限元数值模拟结果与已发生的地震有着较好的对应关系, 并指出了值得注意的有潜在发震可能的地震危险区。

关键词 辽宁及邻区 地壳应力场 三维有限元数值模拟

中图分类号: P313.2 **文献标识码:** A

引言

构造地震是构造应力在局部地区集中的产物, 要了解地震的孕育、发生过程, 一个基本途径是研究构造应力场的分布与演化规律。

自 20 世纪 80 年代以来, 国际上出现了有关地应力场的一系列研究成果 (Zoback, 1992; McGarr, 1980; McNutt, 1980; Mercier, 1980; Solomon *et al.*, 1980)。近 20 年来, 我国学者从地震震源机制解、原地应力测量、有限单元数值模拟以及地质资料分析等诸方面, 开展了地壳构造应力场的研究工作, 探讨了应力场的总体特征、应力场的起源以及地震的孕育发生和迁移过程等问题, 取得了丰富的研究成果。

从研究区域来看, 大范围构造应力场的研究包括中国及邻区(汪素云, 陈培善, 1980, 1996; 许忠淮等, 1989, 1992; 张东宁, 高龙生, 1989; 张东宁, 许忠淮, 1999a, b; 焦明若等, 1999)、中国海区及其邻域(高建理等, 1992; 许忠淮, 吴少武, 1997)。由于局部区域构造地震危险性评价的需要, 以及地球物理、地震地质研究程度的深入, 近年来局部区域构

* 国家自然科学基金项目(49674220, 49734015)和中国科学院动力大地测量开放实验室项目(L98-06)资助。中国地震局地球物理研究所论著 01AC1005。

2000-07-07 收到初稿, 2000-12-10 收到修改稿, 2000-12-25 决定采用。

造应力场的研究也较广泛,特别是华北地区(徐煜坚等,1985;高建理等,1987;黄立人等,1999),以及更为局部的唐山震区(蔡永恩等,1999)、冀中凹陷区(张东宁,曾融生,1995)和大别山地区(王飞等,1999)等。

从研究手段看,震源机制解资料反演(李软祖等,1982;许忠淮等,1989)、原地应力测量资料分析(高建理等,1987,1992;陈家庚等,1982;李方全,刘光勋,1986;丁健民,梁国平,1985)和地质资料分析(邓起东等,1976)等都是主要的研究手段。近年来,利用某些地球物理场观测资料作为约束条件的有限单元法数值模拟,已经成为构造应力场分析的重要手段之一,而且随着研究程度的深入,地质、地球物理资料的丰富,特别是地震层析成像资料的利用,除进行二维分析外,还进行了三维分析(陈连旺等,1999;张东宁,高龙生,1989;张东宁,许忠淮,1999a;黄立人等,1999;王妙月等,1999;徐煜坚等,1985;王仁,1994)。计算物理模型也由简化的线弹模型向接近实际的粘弹模型、弹塑模型发展,由静力学分析向随时间变化的动力学过程分析发展,并在此基础上专门发展了一些新的技术(蔡永恩等,1999;王妙月等,1999)。

从研究目的看,除了共同的研究内容,即构造应力场的分布外,汪素云和陈培善(1980)、汪素云等(1996)、许忠淮等(1992)利用观测应力场和地震震源机制解资料,反推了周边板块对中国及邻区的边界应力。黄立人等(1999)探讨了华北部分地区水平变形的力学机制。张东宁和高龙生(1989)研究了东亚地区地形,以及边界条件等因素对地应力场的影响。陈连旺等(1999)对华北地区也作了这方面的探讨。张东宁和曾融生(1995)、王飞等(1999)还研究了地幔热物质的侵入对地壳内构造运动的影响。近年来,很多研究集中在应力场与地震孕育以及地震活动的关系等方面(张东宁,许忠淮,1999a;张永仙等,1997;王妙月等,1999;蔡永恩等,1999;梅世蓉,1995;卢良玉等,1997;宋惠珍等,1986;邓起东等,1976)。

辽宁及其邻近地区是我国东部地震活动较频繁的地区。近年来该区的地震活动趋势更令人关注,是我国目前地震重点监视防御区之一。该区开展了较为深入的地球物理和地震地质研究工作,利用这些成果进行构造应力场的研究已经成为可能。

关于该区的构造应力场研究,许忠淮等(1989)从大范围的地震资料入手,研究给出了本区平均应力场方向;高建理等(1992)依据原地应力测量资料,给出了本区最大主压应力方向。我们曾以内蒙古东乌珠穆沁旗—辽宁东沟地学断面的研究成果为基础,利用垂直剖面二维有限元数值模拟(卢良玉等,1997),探讨了海城7.3级地震的孕震构造应力场环境。本研究正是在以前工作以及最新资料基础上进行的三维构造应力场的研究。

本研究依据最新的辽宁及其邻近地区地壳三维波速结构,并考虑地质构造、断裂以及地壳深部的构造环境等因素,建立研究区的三维地质模型;结合震源机制解与原地应力测量等资料,分析区域现代地应力场特征,确定了研究区适当的几何边界条件和动力边界条件。在以上工作基础上,利用弹性介质模型进行三维有限元数值模拟,研究其三维构造应力场的总体特征和局部细节,探讨研究区构造应力场的基本特征,并分析应力场与地震活动的关系。

1 研究区的三维地质模型

研究区取 $37^{\circ}\sim45^{\circ}\text{N}$, $116^{\circ}\sim128^{\circ}\text{E}$ 所辖范围内的一个北东向四边形块体。四边形的大

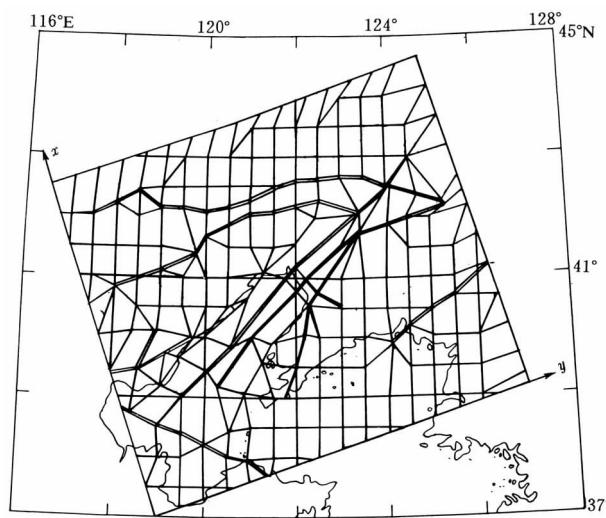


图 1 研究区位置

小、方向是根据研究范围及区域应力场总的方向而定(图1)。在建立地质模型时充分考虑地质构造单元、地壳深部结构及介质的非均匀性等各种因素。

本区大部分位于中朝地台东北缘。其地质构造具有中朝地台的特征(图2)。本区的主要构造单元有东部的辽东台隆、中部的下辽河坳陷、西部的燕辽隆起、北部的内蒙古地轴以及西南部的渤海坳陷。主要断裂为北部的赤峰—开原断裂和凌源—北票断裂、郯庐断裂带的北部、金州断裂、析木断裂、鸭绿江断裂以及渤海内北西向的燕山—渤

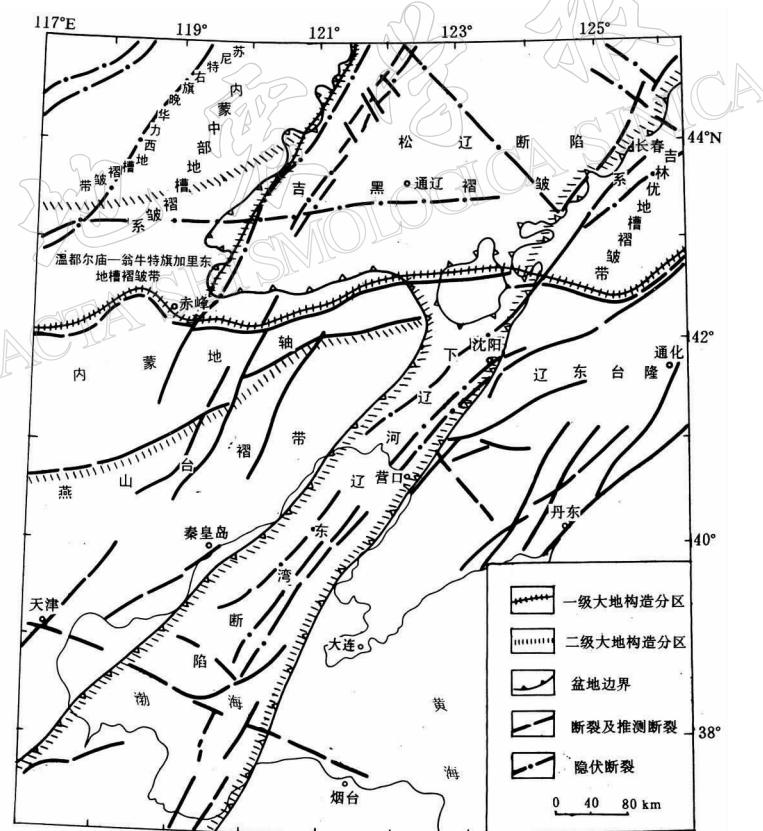


图 2 研究区地质构造^①

① 卢造勋, 姜德录, 等. 2000. 中朝地台东北缘地壳上地幔结构与地球物理构造环境研究. 总结报告.

海断裂带等。根据深地震测深资料的研究成果(卢造勋, 夏怀宽, 1993), 这些断裂基本上是切割莫霍面的深断裂, 断裂产状一般在基底以上为具有一定角度的铲式(倾斜)断裂, 在基底以下则为高角度的近直立断裂。断裂较长, 大多数是压性-压剪性断裂, 少数是剪性或剪性张性交替型的断裂^①。这些断裂成为不同构造单元的边界(图 2)。本区地震活动性也受到这些断裂的控制, 地震主要分布在几个条带上, 大多数为震源深度小于 17 km 的浅源地震。

除了上述方向不同、切割深度不等的深大断裂外, 已有的重、磁、电、震、热等深部地球物理成果也是建立深部构造模型的依据。根据杨均珍和石作亭(1985)由重力资料研究结果, 研究区地壳厚度(图 3)的总体轮廓是: 辽河平原、辽东湾和渤海地区地壳薄, 而其两侧的辽东地区和燕辽地区地壳厚, 整个地区为一上地幔隆起区; 辽东地区的地壳自东向西、从南向北, 由薄变厚, 从 31 km 增至 35 km, 等厚线以北东向延伸为主; 燕辽地区的地壳厚度变化大, 自南向北、从东向西, 大幅度增大, 由 32 km 增至 42 km, 厚度等值线形态复杂; 中部下辽河平原及辽东湾、渤海湾海域地壳厚度最小, 只有 29~32 km。其北部成为延伸方向为北北东向的上地幔隆起带, 南部厚度等值线由北东东转至近东西向。其中渤海凹陷成为上地幔隆起的最高部位, 地壳厚度小于 29 km。地震层析成像结果表明(卢造勋等, 2000), 本区地壳结构在纵向和横向均存在着显著的非均匀性, 不但在不同深度上波速不同, 而且在同一深度上的不同区域内波速也有差异。特别是海城、朝阳、鸭绿江口等局部地区的中地壳存在着低速区。

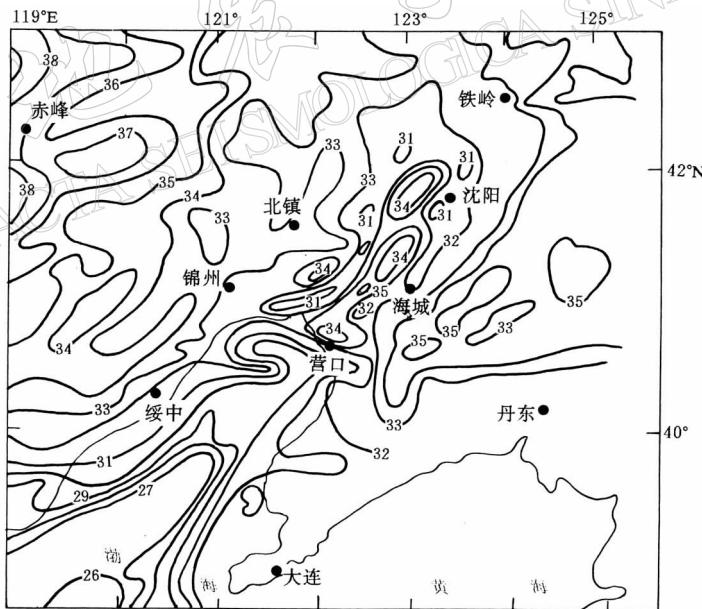


图 3 研究区地壳厚度(据杨均珍, 石作亭, 1985)

综合分析以上成果, 确定三维地质模型如下: 根据地震层析成像结果, 纵向分为 4 层,

^① 辽河油田勘探局钻采研究院, 辽宁省工程地震勘测研究院. 1996. 下辽河盆地区域现代地应力场研究及其与油气运聚关系的初步研究.

可分别对应上地壳沉积层、上地壳、中地壳和下地壳。横向根据研究区地壳三维波速结构，划分为若干个不同物性的材料块，不同层的物性参数互不相同，同层不同分块的物性参数也不相同。有关三维有限单元网格划分及物性分块将在下节介绍。

2 地壳应力场的三维数值模拟

本区地壳应力场三维有限元数值模拟是以研究区三维地质模型为构造格架，进行网格单元划分；由层析成像结果提供速度模型并反推出各物性分块的物理参数（弹性模量、泊松比）；根据研究目的和已有资料确定约束边界条件。下面分别作一概述。

2.1 有限单元法的物理模型及计算

本研究采用弹性介质模型。有限单元划分采用8~20个节点的多面体几何单元。有限元计算程序输出结果包括各节点上3个位移分量、各单元重心上的6个应变分量、6个应力分量，以及对应的3个主应力和各主应力轴的方向角。由此可以推出平均应力 $\bar{\sigma}$ 和最大剪切应力 τ_{\max}

$$\bar{\sigma} = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3 \quad \tau_{\max} = |\sigma_1 - \sigma_3|/2$$

其中， σ_1 ， σ_2 ， σ_3 分别表示最大、中等和最小主应力，压应力为负。

本研究所加边界外力均为压应力，所以计算得出的最大主应力和平均应力均表现为压应力（负值）。

根据计算结果可以作出地壳各层应力场分布等值线图，它们反映应力场在各层平面上大小相对变化的状态。将研究区各层应力等值线图结合起来分析，又将获得研究区应力场垂向变化的特征。本研究主要用最大剪切应力等值线图来分析应力场的基本特征及其与地震活动的关系。

2.2 网格划分及物性参数

研究区三维地质模型、研究区的位置及有限单元的表面网格划分如图1所示。表面网格单元基本以 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 的四边形网格组成，间或有边界附近的三角形单元。断层单元以宽约1 km的条带模拟。研究区网格边界在地表平面上以N71°E的北东东向线段及与其垂直的线段围成。根据原地应力测量资料（高建理等，1987，1992）、震源机制解资料反演和形变资料反演的区域应力场以及其它资料，通过综合、加权处理确定，本区最大水平主压应力轴的方向是N71°E。这样选取边界，便于边界力的施加，而无须考虑力的分解问题。有限元网格的坐标原点取在地表37°N，119°E处。按右手坐标系统，取N71°E方向为y轴方向，与其垂直的NNW方向为x轴方向，z轴向下。

研究区介质依据层析成像结果，划分为4层，地下0~3 km对应于地表沉积层、3~14 km对应于上地壳、14~25 km对应于中地壳、25~34 km对应于下地壳。中间层界面及地表面为水平面，底部边界面以地壳厚度（即莫霍面埋深）为准，即根据图3确定。有限单元一般以地表网格从上到下垂直剖分、层与层之间的垂线相连的相邻8节点或6节点组成层间的有限单元。断层单元除了在第一、第二层考虑一定倾角，上、下层节点位置在垂直向上有些偏离外，以下几层基本是从上到下垂直剖分。整个研究区共分1 470个节点，1 192个单元。

根据层析成像三维波速结构(卢造勋等, 2000), 研究区细分为 128 个不同的材料块, 各块反映了不同波速的介质分布. 介质的弹性模量 E 和泊松比 ν 由地震波速度和密度求得(马瑾, 1987), 即

$$E = (3 - v_s^2 / (v_p^2 - v_s^2)) \cdot v_s^2 \cdot \rho$$

$$\nu = 1 - (v_p^2 / 2(v_p^2 - v_s^2))$$

其中, v_p 和 v_s 分别是介质纵波和横波速度, ρ 是介质密度. 数据均来源于面波层析成像结果(李平, 1999). 根据徐煜坚等(1985)、黄立人等(1999), 取断层中的 E 一般是围岩的 1/2.

2.3 边界条件和约束的考虑

已有的研究(高建理等, 1987, 1992; 董瑞树, 蒋秀琴, 1985; 卢良玉, 1983)普遍认为, 华北地区存在以近东西向的水平压应力为主的构造应力场. 其力源主要来自太平洋板块对中国大陆的挤压, 但下辽河坳陷的拉张型变形及郯庐断裂中段的挤压变形, 很难用太平洋板块边缘传递的力作为力源来解释. 说明研究区板块内部也有引起变形的局部力源的存在(马瑾, 1987). 其中莫霍面隆起(特别是局部隆起)是一种重要的局部力源, 仅由于研究区内莫霍面的隆起(特别是局部隆起)主要集中在渤海和下辽河坳陷及其边缘, 但总体规律性较差, 由此引起的应力场变化图象较为复杂, 且隆起的幅值和引起的力的大小也无实际可信的资料, 所以本研究暂不考虑上地幔隆起对地壳底部边界的垂直作用力.

考虑到整个计算区不能整体平移, 因此本研究分别取 $y = 0$ 、 $y = 786$ km 的 xz 平面为西部、东部边界; $x = 0$ 、 $x = 777$ km 的 yz 平面为南部和北部边界; $z = 0$ 、 $z = 34$ km 的 xy 平面为地表和底部边界; 并取上述西部、北部、底部 3 个边界面法线方向的位移设置为零, 其它两个方向位移不加限制.

鉴于本研究区的新构造运动是统一在北东东-南西西向的主压应力场作用下进行的, 因此, 我们将现今构造应力场的方向作为边界远场应力的最大主压应力方向. 目前普遍认为, 本区的水平压应力来源于太平洋板块对东亚大陆板块的挤压, 是近乎水平的. 因此, 本研究中忽略了边界力方向的倾斜问题, 即设施加水平的边界力.

关于水平边界力的大小, 我们考虑了其随深度变化. 综合分析本区原地应力测量的统计结果^①, 得到研究区 4 km 深度以上最大水平主压应力 S_H 随深度 H 变化的统计公式

$$S_H = 1.0 + 0.026H \quad (H \leq 4 \text{ km})$$

$$r = 0.858$$

式中, S_H 的单位为 MPa, H 单位为 m, r 为相关系数.

对于深度大于 4 km 的最大水平主压应力值, 参考尹京苑等(1998)^①、高建理等(1987)的统计公式, 并同时考虑“地壳深部剪切应力的大小不能大于介质的破裂强度极限”的原则而推算之. 具体到本研究, 各层位的边界最大水平主压应力大小如表 1 所示. 相应的另一垂直方向的水平应力大小 σ_x 取相应的 σ_y 的 2/3 左右.

表 1 研究区施加水平边界应力
数据表(“-”表示压应力)

层位	σ_y /MPa
1	-40
2	-220
3	-500
4	-740

^① 尹京苑, 梅世蓉. 1998. 板内地壳应力状态与三维模拟计算中的边界条件问题. 中国地震局预测预防司, 人事教育司编. 地震分析预报高级培训教材.

3 构造应力场的基本特征及与地震活动的关系

图4~图7是按上述模型计算得到的辽宁及邻区三维构造应力场中的最大剪切应力等值线图象。从总体看,研究区中部存在一个清晰的NE-NEE走向的高应力集中区,它大体与郯庐断裂带相对应。该应力集中区两侧最大剪切应力值普遍较低。

由于地壳深部原始应力状态确定的困难和各种实验及计算的地壳内部应力场之间变化范围较大,具有一定的不确定性,因此,我们将研究目标集中于本区构造应力场的相对变化上,而不是其绝对大小。所以,下面的讨论都将略去计算得到的应力场本身的数值,而只论述应力场的大与小或高与低。

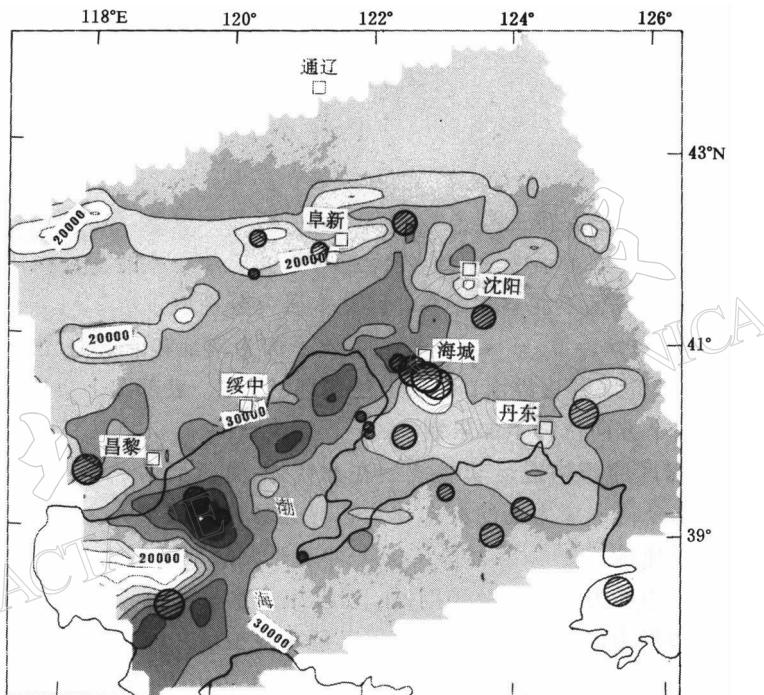


图4 最大剪切应力分布(第一层)

图中灰度由浅到深表示剪应力值由低到高;等值线数字单位为Pa;圆圈表示历史强地震

无论是高应力集中区还是低应力区,各层的最大剪切应力等值线图象都是比较复杂的。以图5为例,有12个高剪应力集中区,它们是莱州湾北部海域、昌黎东南部海域、秦皇岛、绥中东南部海域、大连东北、丹东南(鸭绿江口)、海城、沈阳、义县东、彰武、通辽南、宁城。而第三层(图6)除绥中东南部海域(似乎较第二层略向东移)、鸭绿江口、沈阳、宁城高剪应力集中区消失外,其它8个仍然存在,且海城的集中区在扩大,而丹东东北部是新的高剪切应力集中区。第四层(图7)除莱州湾北部、昌黎东南部、绥中东部3个集中区仍然存在,海城、义县的集中区连成一片外,唐山北部也是一个明显的高剪应力集中区。

与图1所示的断裂分布情况作比较后可发现,这种复杂性明显地与断裂展布有较密切

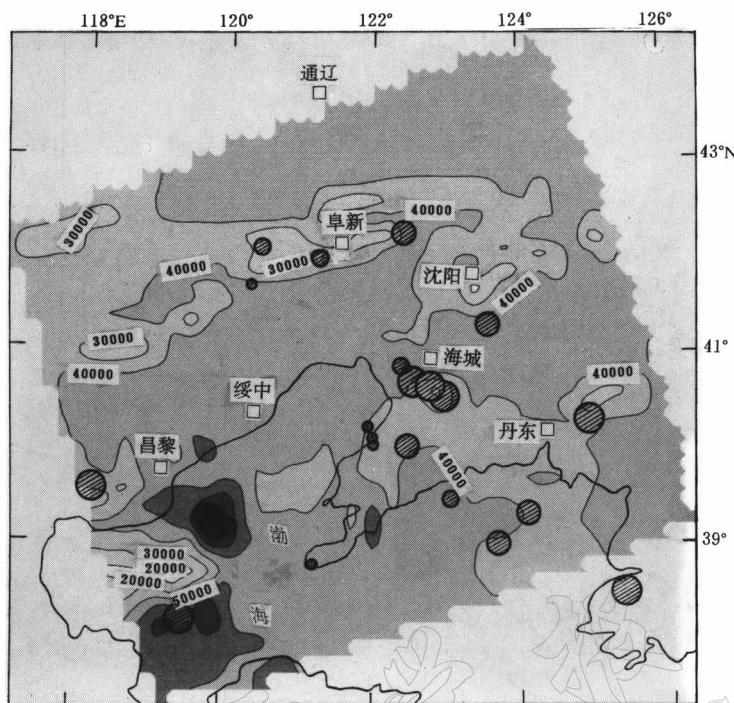


图 5 最大剪切应力分布(第二层)(图注同图 4)

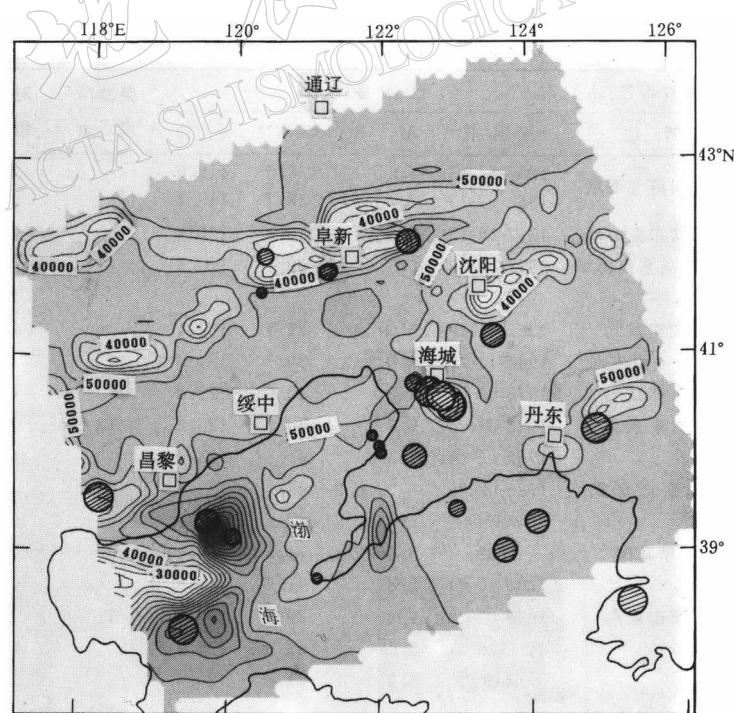


图 6 最大剪切应力分布(第三层)(图注同图 4)

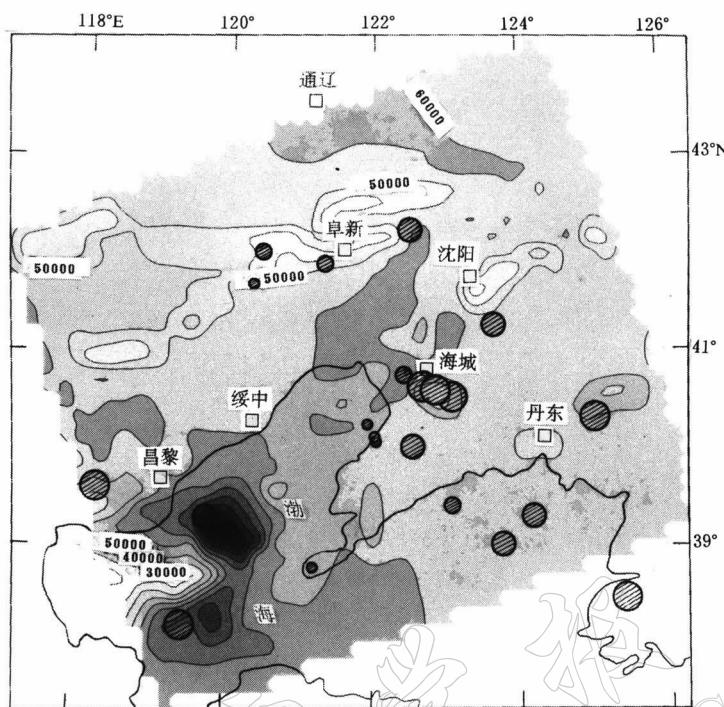


图 7 最大剪切应力分布(第四层)(图注同图4)

表 2 剪应力高梯度带及已发生地震情况

No.	剪应力高梯度带所在部位		已发生地震				震源深度/km	对应情况	潜在危险区
	第二层	第三层	年-月-日	M_S	M_L	$\Phi_N/^\circ$	$\lambda_E/^\circ$		
1	莱州湾北海域	莱州湾北海域	1888-06-13	7.5		38.5	119.0	✓	
			1969-07-18	7.4		38.2	119.4	✓	
2	昌黎东南海域	昌黎东南海域	1597-10-15	7.0		38.5	120.0	✓	
3	秦皇岛东南海域	秦皇岛东南海域	1922-09-29	6.5		39.2	120.5	✓	
4	绥中东南海域							✗	✓
5	大连东北	大连东北	1861-07-19	6.0		39.4	122.1	✓	
6	鸭绿江口		1944-12-19	6.8		39.7	124.3	✓	
7	海城	海城	1975-02-04	7.3		40.6	122.8	12	✓
8		丹东东北	1980-01-08	5.7		40.3	125.0	18	✗
9	沈阳		1765-03-15	5.5		41.8	123.4	✓	
10	阜新北-彰武	阜新北-彰武	1988-02-25		5.2	42.3	122.5	15	✓
11	通辽南		1779-04	5.8		42.7	121.8	✓	
12	阜新南	阜新南	1698	5.0		41.5	121.2	✗	✓
13	宁城		1290-10-04	6.8		41.6	119.3	✓	
14	唐山东南	唐山东南	1976-07-28	7.8		39.9	118.6	11	✓
15			1775	5.5		42.3	123.9	✗	
16			419	5.5		41.6	120.4	✗	
17		沈阳南						✗	✓
18			1548-09-13	7.0		38.0	121.0	✗	

的关系. 如断裂展布区的应力值绝大部分都较低, 但又不完全如此, 可见还与地壳介质的不均匀分布有关. 这一结果与诸多学者(许忠淮, 吴少武, 1997; 车时, 梅世蓉, 1997; 张东宁, 许忠淮, 1999; 陈连旺等, 1999)以往的研究结果是一致的.

本研究也得到了研究区地壳内最大主压应力轴在水平面上的投影方位. 除了局部断层附近单元外, 大多数单元的最大主压应力轴方位基本上沿着 NEE71°方向展布. 同时最大主应力等值线的展布形态与最大剪切应力基本相同.

图 4~图 7 还显示了本研究区历史上大于 5.0 级地震的震中位置(渤海中、南部因地震较多, 仅显示了 6.0 级以上的地震). 显然, 除了边界上数据不太可靠外, 强震并不完全发生在剪应力最高的地方, 以强震往往发生在剪应力梯度带(即剪应力变化较为剧烈地区)上的说法似乎更加确切. 由于研究区绝大多数中强地震的震源深度都在第二、三层内, 表 2 列出了这两层剪应力梯度带与已发生的中强地震的对应情况. 由表 2 可见, 除 4 号、17 号两剪应力梯度带上尚未发生地震, 8 号第三层剪应力梯度带与已发生的 1980 年 1 月 8 日朝鲜天摩山 $M_s 5.7$ 地震、12 号阜新南剪应力梯度带与已发生的 1698 年义县 $M_s 5.0$ 地震在部位有一定的差异, 18 号渤海海峡(位于边界上、数据不可靠)、15 号铁岭、16 号朝阳地区已分别发生过的 1548 年 9 月 13 日 $M_s 7.0$ 、1755 年 $M_s 5.5$ 、419 年 $M_s 5.5$ 地震不是在剪应力梯度带之外, 其余 11 个剪应力梯度带上都已发生过中强地震, 而 4 号、8 号、12 号、17 号以前尚未发生过地震, 是值得注意的有潜在发震可能的地区.

值得指出的是, 就本文目前的研究程度而言, 由于地壳厚度、层次、断层及单元划分等均还较为粗略, 因而像海城 7.3 级、唐山 7.8 级地震区壳内介质中低速体、断裂等的作用似乎不能像二维数值模拟(卢良玉等, 1997)那样得到更充分的显示, 从而使得这些地震的震源上下方应力集中图象反映不出非常明显的差异, 给讨论地震的震源环境带来一定困难. 但大多数地震, 如 4, 5, 6, 8, 9, 11, 12, 13 号等剪应力梯度带部位, 其第二层或第三层与其下方的第三或第四层剪应力梯度是有明显差异的. 这在一定程度上仍可说明地震为什么在此处此层得以发生, 同时对某些无法得知震源深度的历史地震而言, 由数值模拟结果, 可以推测其震源的可能深度.

通过以上对比分析, 可以看到本区壳内应力场的三维有限元数值模拟结果与已发生的地震有着较好的对应关系. 应力场数值模拟结果对研究震源环境、地震成因及判定有潜在发震可能的地区等均有应用参考价值.

以上研究还表明, 地质构造、断层分布与介质力学参数直接影响到有限元模拟的应力场分布. 因此, 对它们研究的精细程度将直接影响到应力场分布的可靠程度.

4 结论

从以上对辽宁及邻区地壳构造应力场的数值模拟结果, 可得到几点认识:

(1) 下辽河平原、辽东湾和渤海地区存在一个 NE-NEE 向的高应力集中区, 该集中区两侧剪切应力值普遍较低.

(2) 受断裂和地壳介质不均匀分布影响, 区内各层最大剪切应力图象比较复杂, 存在多个高剪切应力集中区.

(3) 模拟结果与已发生地震有较好的对应关系, 强震往往发生在剪应力梯度带上, 给出了 4 个值得注意的有潜在发震可能的地区.

(4) 绝大多数地震震源区的上地壳或中地壳与其下方的剪应力梯度是有明显差异的。

本研究得到许忠淮研究员、张东宁博士、王飞硕士的指导和帮助，特表诚挚的谢意。

参 考 文 献

- 蔡永恩, 何涛, 王仁. 1999. 1976 年唐山地震震源动力过程的数值模拟[J]. 地震学报, 21(5): 469~477
- 车时, 梅世蓉. 1997. 渤海及其邻区未来几十年内潜在强震危险区的研究[J]. 地震, 17(增刊): 53~60
- 陈家庚, 曹新玲, 李自强. 1982. 水力压裂法测定华北地下深部应力[J]. 地震学报, 4(4): 350~361
- 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
- 邓起东, 王挺梅, 李建国, 等. 1976. 关于海城地震震源模式的讨论[J]. 地质科学, (3): 195~203
- 丁健民, 梁国平. 1985. 唐山天津和沧州地区的油井水力压裂应力测量[J]. 地震学报, 7(4): 363~373
- 董瑞树, 蒋秀琴. 1985. 渤海周围地区地震震源机制解和应力场特征[J]. 东北地震研究, 1(1): 55~62
- 高建理, 丁健民, 梁国平, 等. 1987. 华北地区盆地内地壳应力随深度的变化[J]. 中国地震, 3(4): 82~89
- 高建理, 丁健民, 梁国平, 等. 1992. 中国海区及其邻域的原地应力状态[J]. 地震学报, 14(1): 17~28
- 黄立人, 马青, 郭良迁, 等. 1999. 华北部分地区水平变形的力学机制[J]. 地震学报, 21(1): 50~56
- 焦明若, 张国民, 车时, 等. 1999. 中国大陆及其周边地区构造应力场的数值计算及其在地震活动性解释上的应用[J]. 地震学报, 21(2): 123~132
- 李方全, 刘光勋. 1986. 我国现今地应力状态及有关问题[J]. 地震学报, 8(2): 156~171
- 李平. 1999. 中国东北及邻区地球物理内部结构的面波层析成像[D]: [学位论文]. 武汉: 中国科学院测量与地球物理研究所, 1~158
- 李钦祖, 斯雅敏, 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
- 卢良玉. 1983. 海城 7.3 级地震的地形变过程和特征[J]. 地震研究, 6(增刊): 467~475
- 卢良玉, 李平, 潘科, 等. 1997. 海城 7.3 级地震震源环境的力学分析[J]. 地震地质, 19(2): 141~147
- 卢造勋, 潘科, 蒋秀琴, 等. 2000. 胶辽渤海地区地壳上地幔结构特征与地震活动[A]. 活动构造研究——理论与应用 [M]. 北京: 地震出版社, 1~25
- 卢造勋, 夏怀宽. 1993. 内蒙古东乌珠穆沁旗至辽宁东沟地学断面[J]. 地球物理学报, 36(6): 765~772
- 马瑾. 1987. 构造物理学概论[M]. 北京: 地震出版社, 44~65
- 梅世蓉. 1995. 地震前兆场物理模式与前兆时空分布机制研究(一)[J]. 地震学报, 17(3): 273~282
- 宋惠珍, 孙君秀, 刘利华. 1986. 海城地震后对辽东半岛断层应力场的研究[J]. 地震地质, 8(4): 27~38
- 王飞, 王椿镛, 张东宁. 1999. 大别造山带构造演化的数值模拟[J]. 地震学报, 21(5): 478~486
- 王妙月, 底青云, 张美根, 等. 1999. 地震孕育、发生、发展动态过程的三维有限元数值模拟[J]. 地球物理学报, 42(2): 218~226
- 王仁. 1994. 有限单元等数值方法在我国地球科学中的应用和发展[J]. 地球物理学报, 37(增刊): 128~139
- 汪素云, 陈培善. 1980. 中国及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
- 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
- 许忠淮, 汪素云, 俞言祥, 等. 1992. 根据观测的应力方向利用有限单元法反演板块边界作用力[J]. 地震学报, 14(4): 446~455
- 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
- 徐煜坚, 罗焕炎, 虢顺民, 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, 128~140
- 杨均珍, 石作亭. 1985. 应用重力求解东北南部地壳构造的结果[J]. 东北地震研究, 1(2): 15~22
- 张东宁, 高龙生. 1989. 东亚地区应力场的三维数值模拟[J]. 中国地震, 5(4): 24~33
- 张东宁, 许忠淮. 1999a. 中国大陆地壳应变能密度年变化率图像与强震活动关系的初步探讨[J]. 地震, 19(1): 26~32
- 张东宁, 许忠淮. 1999b. 中国大陆岩石层动力学数值模型的边界条件[J]. 地震学报, 21(2): 133~139
- 张东宁, 曾融生. 1995. 冀中坳陷滑脱构造动力的数值模拟[J]. 地震学报, 17(4): 414~421

- 张永仙, 张国民, 宋治平. 1997. 孕震过程中能量迁移的数值模拟[J]. 地震, 17(增刊): 11~18
- McGarr A. 1980. Some constraints on levels of shear stress in the crust from observations and theory[J]. *J Geophys Res*, 85(B11): 6 231~6 238
- McNutt M. 1980. Implications of regional gravity for state of stress in the earth's crust and upper mantle[J]. *J Geophys Res*, 85(B11): 6 377~6 396
- Mercier J-C C. 1980. Magnitude of the continental lithospheric stresses inferred from theomorphic petrology[J]. *J Geophys Res*, 85(B11): 6 293~6 303
- Solomon S C, Richardson R M, Bergman E A. 1980. Tectonic stress: models and magnitudes[J]. *J Geophys Res*, 85(B11), 6 086~6 092
- 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): 11 703~11 728

A 3D FINITE ELEMENT SIMULATION RESEARCH ON THE RELATIONSHIP BETWEEN CRUSTAL STRESS AND EARTHQUAKE ACTIVITY IN LIAONING AND ITS VICINITY

Li Ping¹⁾ Lu Liangyu²⁾ Lu Zaoxun²⁾ Pan Ke²⁾ Jiao Mingruo²⁾

1) Institute of Geophysics, China Seismological Bureau, Beijing 100081, China

2) Seismological Bureau of Liaoning Province, Shenyang 110031, China

Abstract: Based on the latest result in research on 3D seismic wave velocity structure of crust and uppermost mantle and taking geological setting and fracture zones into consideration, a 3D geological model for the studied region is built up. The boundary constraint and force loading boundary condition for the model are determined according to the characteristics of crustal stress field deduced from earthquake focal mechanism and *in-situ* stress measurement data. Using linear elastic material model a 3D finite element simulation is conducted to study the characteristics of crustal stress field. A comparison analysis between the simulated stress field and earthquake locations reveals that the moderate and strong earthquakes generally occurred in the zones with high shear stress gradient. Furthermore, the paper notices a few potential earthquake-prone regions.

Key words: Liaoning and its vicinity; crustal stress field; 3D finite element simulation