

1976 年唐山大震发生对华北地区各地块运动与变形影响的数值模拟研究*

白武明^{①**} 林邦慧^② 陈祖安^①

(^①中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100101; ^②中国地震局地球物理研究所, 北京 100081)

摘要 用非连续变形分析方法(DDA+FEM)数值模拟在华北地区各地块相互制约的构造环境中, 发生 1976 年唐山地震的动力学过程; 研究大震引起的华北地区各地块特别是鄂尔多斯地块运动变形及各地块边界断层上应力状态变化的特征. 采用的 1976 年唐山地震复杂震源模型由 3 个子事件组成: 北北东走向的主破裂, 与主破裂北东端部相连接的北东走向子事件以及位于主破裂南东侧的北西走向的子事件. 同前人的结果比较, 这个模型与该震早期余震分布图像的位置更为相符. 计算得到了地震释放的主应力场, 最大剪应力变化等值线图, 大震邻近地区地块滑移变形图, 发震断层滑移距离随时间的变化以及最大走滑错距和应力降等震源参数. 这些结果与该震的震源机制解, 震源参数, 宏观等震线, 地表观测的水平位移矢量图基本一致. 唐山地震的发生使得与其邻近的地块及边界断层受到不同程度的影响, 发生了不同规模的移动和变形. 鄂尔多斯地块似乎发生了整体性小规模逆时针转动及变形, 其中鄂尔多斯地块东北部与太行山, 燕山, 阴山地块交接带的相对运动变形较大. 唐山地震的发生也引起了华北地区各地块边界断层上的应力状态发生了一定程度的变化. 其中通过唐山震区的张家口-蓬莱北西走向断裂带以及鄂尔多斯地块北部边界断层的主要地带剪应力增加而法向应力减小, 使这些断裂带的地震危险度增加. 这与唐山地震后鄂尔多斯地块北部边界断层上发生一系列 6 级强震的事实基本相符.

关键词 非连续变形分析方法 数值模拟 唐山地震 震源过程 地块移动与变形 危险度

回顾 20 世纪 60~70 年代在华北地区地块系统的某些边界断层上发生一系列 6、7 级强震, 包括 1966 年邢台地震、1969 年渤海地震、1975 年海城地震及 1976 年和林格尔地震、唐山地震等的过程, 可以发现, 地块边界断层的失稳似乎与地块系统中各地块的运动与变形的相互影响有一定关系. 某个地震的发生, 不仅仅是震源自身的发震断层的应力积累和释放, 而且与整个地块系统中地块运动与变形的相互影响以及引起的应力状态的改变有关^[1~7]. 某个地块边界断层上失稳发生地震, 不仅仅在该发震断层上产生应力降, 释放应变能, 同时由于各地块的运动与变形的相互影响, 有可能向其周围的地块传递应力, 调整和改变其他地块边界断层上的应力状态, 加速或延缓其他地块边界断层的失稳. 1976 年唐山地震发生后, 华北地区至今再也没有发生 7 级以上大震. 但在地质上比较稳定的鄂尔多斯地块的北部边界断层上却发生了

2002-05-20 收稿, 2002-09-28 收修修改稿

* 国家重点基础研究发展规划项目(编号: G1998040704)资助

** E-mail: Baiw@mail.c-geos.ac.cn

一系列的 6 级强震,同时北京西北 3 个省(河北,山西,内蒙古)与鄂尔多斯地块交界地区震情不断,似乎显示了唐山大震对鄂尔多斯地块运动,变形的影响.然而这只是推测,需要进行研究.

“活动地块动力学”假说基本上反映了中国大陆新构造运动的状况,用“活动地块动力学假说”的观点^[2~4]研究华北地区地块系统中地块边界断层上发生唐山地震的动力学过程以及地震发生对地块系统的运动变形和各地块边界断层应力状态的影响,对大震及成组大震发生机理的认识以及地震预测有重要意义.

1988 年 Shi G H 提出的非连续变形分析方法(DDA)^[8,9]是一个分析块体系统中块体相互作用动力学过程的有力工具.它可以计算块体系统在动力及静力作用下地块的滑移及不连续介质变形.对于各个块体,允许有滑移,压性或剪切变形,对整个块体系统,允许块体边界断层有滑动.中国大陆地壳被许多断层切割成许多块体,大陆强震多发生在块体的边界断层上.用非连续变形分析方法来模拟这些块体的相互作用与强震发生的关系是比较有效的.

近年来,在“大陆强震机理与预测”国家重点基础研究发展规划项目的总体规划下,国内同行基于“活动地块动力学假说”的观点从不同角度开展了许多研究,取得了一系列的进展.本文针对华北地区 19 世纪以来发生的最大地震——唐山大震进行系统研究.研究在华北地区各地块相互制约的构造环境中,该震破裂的动力学过程;研究大震发生对华北地区各地块特别是鄂尔多斯地块运动、变形以及各边界断层上应力状态的影响;探讨大震发生机理及大震发生与各地块运动变形的关系.

1 模型

本文取包括华北平原区及鄂尔多斯地块地区在内的区域作为研究地区.参考邓起东对华北断块区新生代以来现代地质构造特征的研究结果^[10]及历史和现代强震的分布图象,将研究地区划分成 11 个较大的地块.它们是:鄂尔多斯地块、太行山地块、阴山地块、燕山地块、辽东湾-下辽河地块、冀中拗陷地块、黄骅-渤海拗陷地块、鲁西隆起地块、内黄隆起地块及河淮地块(图 1(a)).上述强震均发生在相应地块的边界断层上.根据对 1966 年以来华北地区大震的震源机制,震源破裂过程,余震分布变化图象等的研究结果^[11~21],划分出邢台、渤海、海城和唐山等大震震源发震断层的小地块.对于唐山地震,考虑到:(i)唐山震区四周被 4 条大断裂所包围,形成唐山菱形地块.北北东走向的唐山断层位于菱形地块内^[22];(ii)唐山震源是由 3 个不同震源机制子事件组成的复杂震源^[20,21].本文除划分唐山菱形地块外,安排唐山断层由不在一条直线上的 3 段组成.中段是北北东走向的主震发震断层,北东段是北东走向的子发震断层段,西南段是闭锁段,在闭锁段的南侧是北西走向的子发震断层段^[20].

考虑到 1976 年唐山大震前约 4 个月鄂尔多斯地块北部边界断层的和林格尔地区发生了 6.3 级强震.唐山大震后,这个地块的北部边界断层邻近又发生了一系列 6 级强震,包括 1976 年 9 月的阿拉善旗强震,1979 年的五原强震,1989 年及 1991 年的大同强震,1996 年的包头强震及 1998 年的张北强震,显示了唐山大震发生对鄂尔多斯地块运动变形的影响.为了研究这种影响,本文根据我们及前人对这些强震的震源机制、震源破裂过程,余震分布获得的破裂图像,在鄂尔多斯地块北部边界断层邻近相应位置,划分出强震的发震断层小地块.这样整个模型由 28 个大小不同的地块组成.

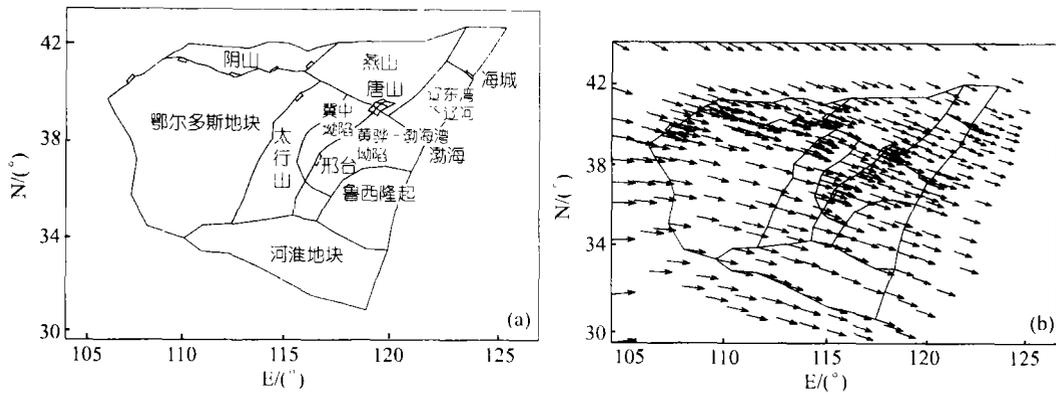


图1 华北地块系统模型及计算得到的初始位移场

(a) 华北地块系统模型; (b) 计算得到的初始位移场

DDA 的原形在每个地块内只用了线性应力模式, 这对尺度较大的地块就比较粗糙. 本文使用 DDA+FEM 方法, 即在每个大地块内再划分大量有限单元网格, 通过添加第一进入理论, 从而提高了地块内部应力应变的计算精度. 整个地块系统共划分 402 个四边形有限单元, 在地块内部采用线弹性本构关系, 采用位移边界条件, 边界位移值参考沈正康^[23]用 GPS 资料得到的相应地区的位移速率结果. 断层的破裂准则为库仑准则. 考虑到华北地区, P 波和 S 波速度结构的不均匀性, 本文对不同的地块采用不同的杨氏模量, 其中鄂尔多斯地区杨氏模量最大, 阴山、燕山地块次之. 为了较定量地考察地震危险区域, 我们定义危险因子 G :

$$G = \tau / (\sigma_n \lg \Phi),$$

其中 τ 是沿断层面的剪切应力, σ_n 是断面上的法向应力, Φ 是摩擦角, 由库仑准则, 当 $G > 1$ 时断层局部滑动, $G < 1$ 时断层不滑动, G 接近 1 时, 断层处于危险状态.

2 用 DDA + FEM 方法数值模拟 1976 年唐山大震的动力学过程

本文用 DDA+FEM 方法, 在华北地区各地块相互制约的构造环境中, 在数值模拟 1966 年邢台大震, 1969 年渤海大震, 1975 年海城大震发生的动力学过程的基础上, 进一步数值模拟唐山大震复杂震源破裂过程.

首先在模型的边界上选取合适的位移边界条件, 使得计算的应力场及位移场(图 1(b))分别与大量震源机制结果推测的华北地区北东东方向的构造应力场^[24,25]及用 GPS 资料得到的相应地区南东东方向的位移速率矢量场的结果^[23,26~28]大体一致. 我们把这个应力场称为初始应力场. 在初始应力场上附加一个小扰动, 使得唐山断层发生失稳, 从而发生唐山地震复杂震源破裂过程. 复杂震源由 3 个不同震源机制的子事件组成, 包括破裂方向为北北东走向的主发震断层 F1; 与其东北部端点相连的北东走向的子发震断层 F2 以及位于主事件以南地区的北西走向的子发震断层 F3. 图 2 中给出了与唐山大地震发生复杂震源破裂过程有关的分布图. (i) 大震释放的主应力场与该震震源机制(图 2(a)); (ii) 大震发生前后最大剪应力场变化等值线图与宏观等震线(图 2(b)); (iii) 大震发震断层滑移随时间变化与震源时间函数(图 2(c)).

计算得到的唐山大地震释放的主压应力场(图 2(a))在菱形地块内比较复杂, 显示了复杂震源

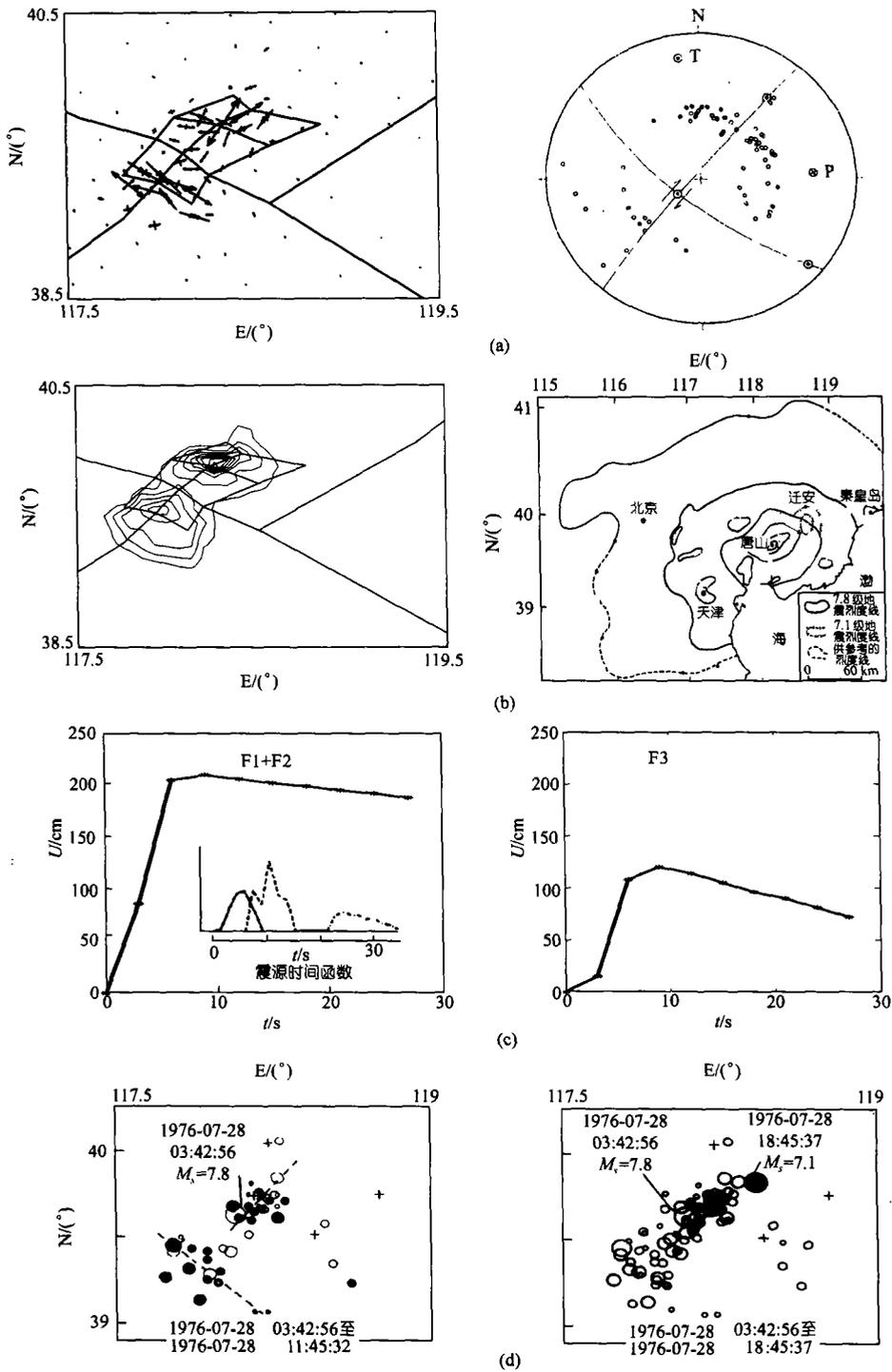


图 2 1976 年唐山大震模拟结果与该震早期余震分布图

(a) 大震引起主应力场的变化与震源机制图; (b) 最大剪应力变化等值线图与宏观等震线图; (c) 发震断层滑移随时间的变化与震源时间函数; (d) 唐山 7.1 级最大余震发生前唐山地区不同时段余震分布图

的影响. 但总体上仍能显示出在北东-南西方位上主压应力减少, 与震源机制解中 P 波初动向下的区域基本一致. 北西-南东方位主压应力增加, 同震源机制解中 P 波初动向上的区域基本一致. 主发震断层的走向为北北东方位, 表明计算得到的主发震断层发生右旋走滑错动. 地震释放的主应力轴为北东方位, 这与震源机制结果^[29]基本一致. 大震引起的最大剪应力变化等值线图(图 2(b))与宏观等震线^[22]的图像比较相像, 形状均接近长椭圆形, 长轴走向为北东走向. 但南偏东部位较上部略宽, 似乎显示了北西走向子事件的影响. 图 2(c)给出 3 个子发震断层滑移随时间变化的过程, 与反演得到的震源时间函数^[21]基本一致. 计算的主发震断层最大走滑错距为 210 cm, 与地震波资料定出的平均错距 270 cm 相近^[30]. 计算得到应力降为 92×10^5 Pa.

与有关唐山复杂震源的多项研究结果^[21,30,31]比较, 本文的复杂震源模型与 Nalbelek 同时用 P 波和 S 波资料反演的结果基本一致, 但本文 3 个子事件的位置与该震早期余震分布图像更为相符. 由唐山主震至 7.1 级最大余震期间不同时段余震分布图(图 2(d))可知: 主震后约 8 h 内的余震, 分布在两个不连接的地带上, 走向分别为北北东及北西方向. 主震位于北北东分布带南西端部, 两个带之间存在长度近 10 多公里的空段. 主震与北西走向分布带垂直距离约 30 多公里. 在 7.1 级最大余震发生前(主震后约 15 h)余震朝偏北东方位发展. 本文 3 个子事件位置是参考了这个分布图像提出的. Nalbelek 结果的第 1 个子事件落在上述两个分布带之间的空段上, 第 1 与第 3 个子事件相距较近, 总体格局与早期余震分布图像在位置上有区别.

3 唐山大震发生对华北地区各地块运动和变形的影响

在华北地区各地块相互制约的环境中数值模拟唐山复杂震源破裂过程的基础上, 进一步用 DDA+FEM 方法研究唐山大震的发生对华北地区各地块运动和变形的影响. 重点研究大震邻近地区(唐山菱形块体)及鄂尔多斯地块和周边地区. 图 3(a)及图 4 分别是计算得到的唐山大震引起邻近地区及鄂尔多斯地块邻近地区经过放大后的地块运动变形图. 考虑到大震引起地块的位移变形较小, 在地震邻近地区约为分米或分米以上的量级, 非震源邻近地区为毫米的量级, 为了便于直观的分析, 本文对这两个地区采用不同的放大倍数.

图 3(a)显示了唐山复杂震源的发生引起的唐山菱形地块的变形比较复杂, 但明显可见北北东走向的主发震断层 F1 发生了右旋走滑错动. 与主发震断层北东端相连接的北东走向子事件发震断层 F2 显示出明显的反弹现象, 似乎发生了左旋走滑错动. 北西走向的子事件发震断层 F3 也发生了左旋走滑错动.

计算结果的合理性可从唐山地震前后观测的水平位移矢量图中找到某些证据. 中国地震局测量大队在 1976 年 7 月 28 日唐山大震后当年的 8~11 月间对唐山邻近地区进行水平形变的复测, 给出唐山大震引起的地表水平位移矢量图(图 3(b))^[22]. 因此图中结果应该包括唐山主震(M_s 为 7.8 级)及其后 15 h 滦县最大余震(M_s 为 7.1 级)的影响, 但不包括 1976 年 11 月 15 日宁河 6.8 级地震的影响. 从图中可以发现, 在图的中部地区(即北北东走向的主发震断层地区)测点的水平位移矢量的方向明显的显示了主发震断层发生了右旋走滑错动, 与上述计算结果一致. 图中西南角部位的福田村, 潘庄, 高景庄等测点, 位于本文北西走向子发震断层西南侧, 其水平位移矢量方向为南东向, 与本文北西走向子发震断层发生左旋走滑错动的结果一致. 图中北东部位测点的水平位移矢量方向分布比较复杂, 看来, 这与该部位发生 7.1 级最大余震

的影响有关. 但仍可见其中有些观测点位移矢量的方向与中部地区测点的方向明显不同, 甚至相反, 似乎为本文北东走向子事件显示的反弹破裂现象的结果提供了一定的证据.

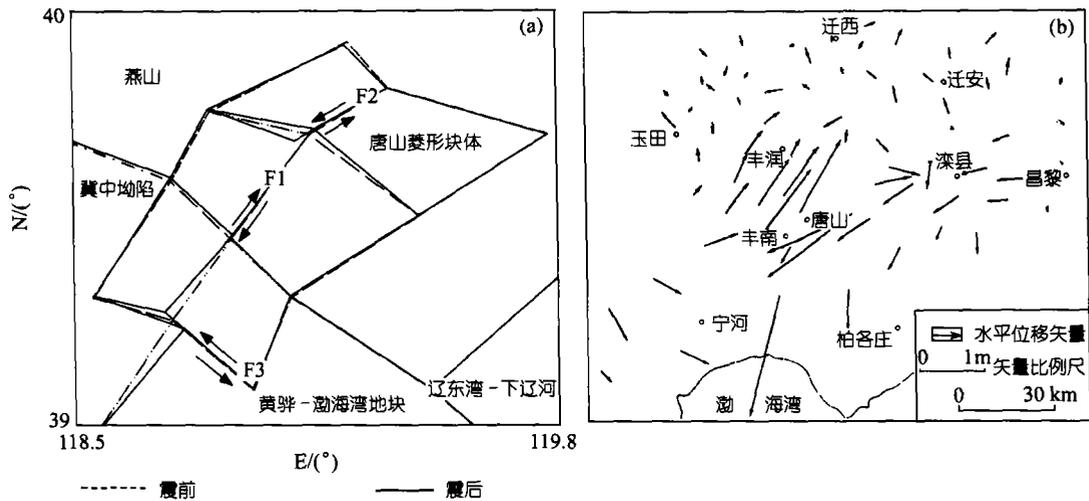


图 3 唐山大震引起唐山菱形地块的运动和变形图与唐山大震前后观测的水平位移矢量图

(a) 唐山大震引起唐山菱形地块放大后的运动和变形图; (b) 唐山大震前后观测的水平位移矢量图^[22]

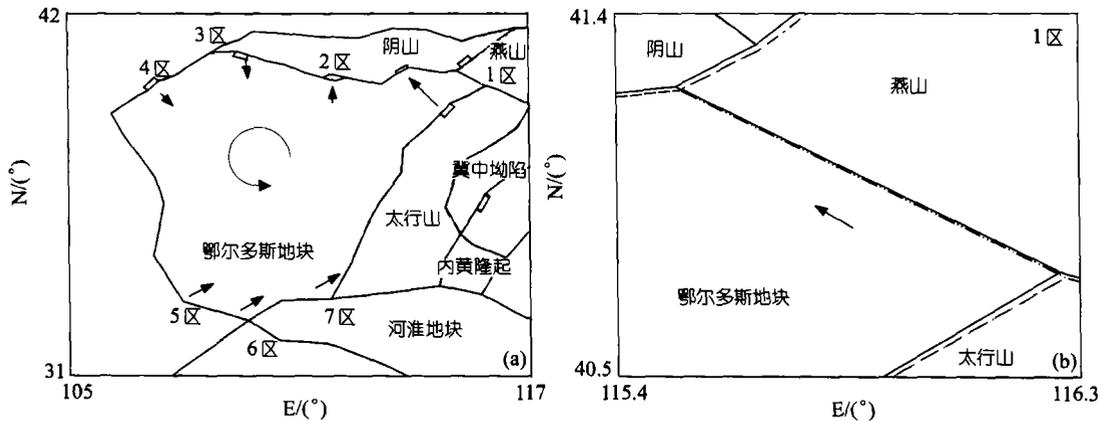


图 4 1976 年唐山大震引起鄂尔多斯地块及其邻近地区运动变形图

(a) 1976 年唐山大震引起鄂尔多斯地块及其邻近地区运动变形示意图; (b) 1976 年唐山大震引起鄂尔多斯地块东北部邻近地区放大后的运动变形图

为了考察唐山大地震的发生对鄂尔多斯地块运动变形的影响, 本文对鄂尔多斯地块周边不同方位的 7 个特定区域, 给出相同放大倍数的运动变形图(图 4). 图 4(a)给出唐山大地震后这 7 个不同方位区域经过放大后的运动变形方向及大小示意图. 图中箭头表示方向, 长度表示相对位移量. 图中显示鄂尔多斯地块的东北部位与燕山、太行山及阴山地块的交界地区即 1 区朝北西方向有小的移动. 运动变形量比其他 6 个区明显大. 图 4(b)给出了这个地区(1 区)经放大后的运动变形的图像. 鄂尔多斯地块中北部边界断层, 包括包头震源地块地区(即 2 区)运动变

形相对各区明显的小,朝北有非常微小的移动.鄂尔多斯地块北部边界断层中偏西地区包括五原震源地块地区(即3区)的运动变形朝南有微小移动.鄂尔多斯地块的西北部边界断层地区包括阿拉善旗震源地块(4区)有朝南东方向的微小移动.鄂尔多斯地块南部边界断层不同方位的3个区(即5、6和7区)均朝北东方向有小移动.以上似乎表明整个鄂尔多斯地块发生了以接近地块中心为轴的逆时针小转动及小变形(图4(a)示意图).其中鄂尔多斯地块东北部与燕山、太行山及阴山地块交界地带的边界断层运动变形最为明显,南部边界断层3个区次之.

4 唐山地震发生对各地块边界断层上应力状态的影响

为了了解唐山大地震后华北地区各地块边界断层上应力状态的变化对地块边界断层发生力学不稳定性影响,本文计算了唐山大地震引起华北地区各地块边界断层上剪应力、法向应力及危险度变化的分布图(图版I,见本期后,下同).为了直观及便于分析,我们通过取块体边界点纵坐标增加1个单位表征边界断层的宽度,并用不同颜色表示不同的变化范围.

图版I-1是计算得到的唐山地震后华北地区各地块边界断层剪应力的变化场.由图可知:唐山大地震引起唐山及邻近地区边界断层剪应力变化(增加或减小)均相对较大,并随着与大震位置距离的增大而减小.然而不同边界断层剪应力变化衰减的快慢不同.大震邻近地区北东走向的边界断层中唐山-邢台构造带、太行山山前断裂带,剪应力增大但衰减较快.而燕山地块与辽东湾-下辽河拗陷地块交界的北东走向边界断层剪应力减小.通过大震的北西走向的张家口-蓬莱构造带中段及鄂尔多斯块体北部及西北部边界断层(包括唐山大地震后鄂尔多斯地块北部边界断层上发生一系列6级强震的震源块体地区),均为剪应力增加区($\Delta\tau$ 在0~0.2 MPa),并明显地显示剪应力衰减比上述北东走向边界断层慢.华北地区地块边界断层上的法向应力变化(见图版I-2)在大震邻近地区也较大.唐山地震邻近的边界断层中北东走向的唐山-邢台构造带,太行山山前断裂带等,均为法向应力增加区.而北西走向鄂尔多斯块体北部边界断层主要地带为法向应力的减小区.唐山大地震后鄂尔多斯地块北部边界断层上发生一系列6级强震的震源地块邻近的边界断层均为法向应力的减小区.图版I-3是计算得到的唐山大地震后华北地区地块边界断层上危险度(摩擦角取为 45°)的变化分布图.由图可知,唐山大地震后大震邻近北东走向的块体边界断层危险度没有变化甚至反而减小,而北西走向的张家口-蓬莱断裂带及鄂尔多斯地块北部边界断层除了唐山菱形块体两侧小区域危险度减小外,绝大多数地带危险度增大.

5 讨论与结论

本文尝试用非连续变形分析方法(DDA+FEM)在华北地区各地块相互制约的构造环境中,数值模拟1976年唐山大地震复杂震源破裂过程;大震引起的华北地区各地块特别是鄂尔多斯地块运动变形及各地块边界断层上应力状态的变化,得到了一些有意义的结果.

(1) 计算得到了华北地区的初始主压应力场基本走向为北东东方向,鄂尔多斯块体与华北平原地区没有明显差别,其中燕山、阴山块体主压应力方向方位角略小.这与许忠淮等^[24, 25]用大量地震震源机制结果推断的华北地区构造应力场结果基本一致.计算得到华北地区各地块初始位移矢量场的方向也比较一致,均为南东东方向,与沈正康等^[23, 26~28]用GPS资料获得的该地区位移速率矢量场的结果基本一致.以上结果表明,处于印度洋板块,欧亚板块及太平

洋板块所夹持的华北地区的应力场及位移场主要受印度洋板块所控制. 相对而言, 太平洋板块的影响较弱.

(2) 本文计算得到大震释放的主压应力场, 最大剪应力变化等值线图, 大震邻近地区地块位移变形图及发震断层滑移随时间的变化分别与大震的震源机制, 宏观等震线, 地表观测到的地震引起的水平位移变化矢量场分布及用地震波资料反演得到的震源时间函数基本一致. 计算获得的平均错距及应力降的量级也与相应地震用地震波方法获得的结果相近. 这表明, 用“活动地块动力学假说”的观点, 并采用非连续变形分析方法做数值模拟研究, 可以更清楚的反映华北地区地震的破裂和孕育过程.

(3) 数值模拟了 1976 年唐山地震复杂震源的破裂过程, 复杂震源由 3 个不同震源机制子事件组成. 包括北北东走向的主发震断层, 与其北东端相连的北东走向的子发震断层及位于主发震断层南部的北西走向的子发震断层. 这个结果与 Nalbelek 和陈望平^[21]同时用 P 波和 S 波资料反演该震震源过程的结果基本一致, 但本文 3 个子事件的位置与该震的早期余震分布图象(见图 2(d)^[20])更为相符.

(4) 计算得到唐山复杂震源中的北北东走向的主发震断层为右旋走滑错动, 与地表观测到的大震前后相应地区水平位移矢量场的结果一致. 南侧的北西走向的子发震断层发生左旋错动与观测到的水平位移矢量场的结果也一致. 北东走向的第 2 个子事件显示出有明显的反弹破裂现象. 表明在华北区域应力场背景下, 特殊部位的北东走向断层的破裂有可能不是右旋走滑性质. 这个结果在唐山大震前后地面观测的水平位移矢量的结果中也有所显示, 在第 2 个子事件位置上, 位移变化矢量分布比较复杂, 某些测点与主事件邻近测点的位移方向不一致, 甚至相反, 而且这个事实不是 7.1 级最大余震所能解释. 反弹现象似乎是唐山发震断层向北北东破裂过程中, 受到断层北东端部外侧闭锁地区的强烈反作用引起的.

(5) 唐山地震的发生, 似乎使整个鄂尔多斯地块发生逆时针的小转动及小变形. 其中鄂尔多斯地块东北部与太行山, 燕山, 阴山地块交界带运动变形最为明显, 看来与唐山地震后这个地区强震多次发生(两次大同强震, 张北强震等)及前兆震情不断有一定关系. 相对而言, 鄂尔多斯地块南部边界断层显示的运动变形似乎比该地块西北边界断层略大. 而北部边界的中段最小.

(6) 唐山大震的发生引起华北地区各地块边界断层上应力状态发生了变化. 其中北西走向的张家口-蓬莱构造带及鄂尔多斯地块北部边界断层主要地带剪应力增加而法向应力减小, 使该带危险度增加, 对该边界断层上已接近破裂临界状态的多个地段的失稳可能起到加速的影响. 这与唐山大震后华北地区仅在鄂尔多斯地块北部边界断层上发生一系列 6 级强震的事实基本相符.

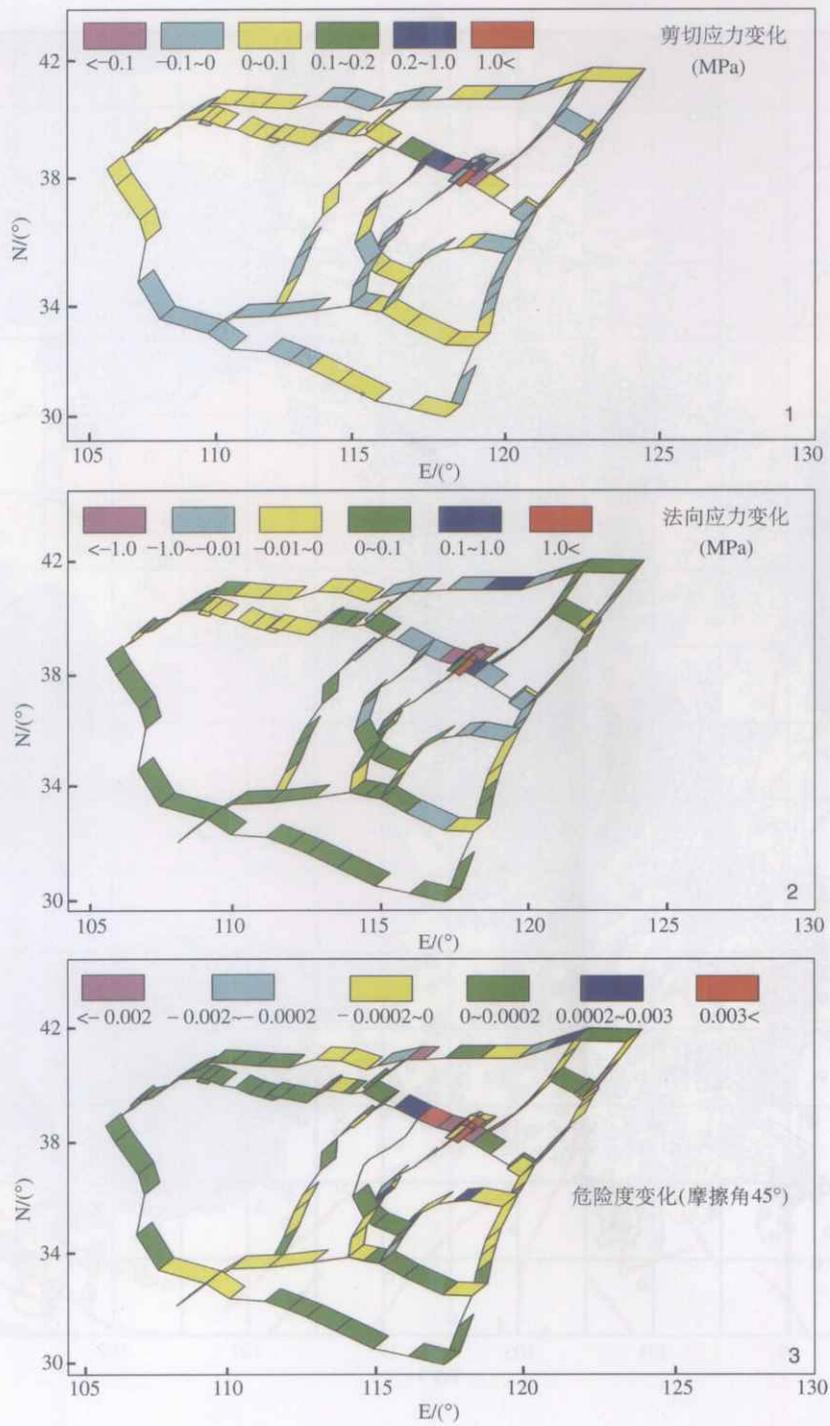
本文仅仅是初步的尝试用非连续变形分析方法(DDA+FEM), 数值模拟唐山大震的动力学过程、大震发生引起华北地区各地块特别是鄂尔多斯地块运动与变形及各地块边界断层上应力状态的变化. 应该说计算结果受模型选取与计算方法等一定的影响, 目前采用的二维地块模型仍比较简单, 三维的研究将会更符合孕震环境.

致谢 本文得到马瑾, 陈运泰院士, 梅世蓉, 邓起东教授, 王新华, 徐国凯, 沈正康博士等的帮助和有益讨论, 美国流行工程公司提供了 DDA 软件, 在此深表谢意. 几位审稿人对本

文的完成提供了非常好的建议, 在此表示感谢。

参 考 文 献

- 1 王 仁, 孙荀英, 蔡永恩. 华北地区近 300 年地震序列的数学模拟. 中国科学, B 辑, 1982, 12(8): 745~753
- 2 丁国瑜. 活动亚板块、构造块体相对运动. 丁国瑜, 主编. 中国岩石圈动力学概论. 北京: 地震出版社, 1991. 142~153
- 3 马 瑾. 从断层中心论向块体中心论转变——论活动块体在地震活动中的作用. 地学前沿, 1999, 6(4): 363~370
- 4 张国民, 张培震. “大陆强震机理与预报”中期学术进展. 中国基础科学, 2000, (10): 4~10
- 5 陈运泰, 黄立人, 林邦慧, 等. 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, 1979, 22(3): 201~216
- 6 蔡永恩, 何 涛, 王 仁. 1976 年唐山地震震源动力过程的数值模拟. 地震学报, 1999, 21(5): 469~477
- 7 Liu L. Modeling Aseismic Fault Slips and Block Deformation in Northern China By DDA. Proceeding of the Forum on Discontinuous Deformation Analysis(DDA) and Simulation of Discontinuous Media. Berkley, California, 1996. 373~382
- 8 Shi G. Goodman R E. Discontinuous Deformation Analysis : A new Method for Computing Stress, Strain, and Sliding of Block System, in: Balkema A A. Proceeding of the 29 th U.S.Symposium on Key Question in Rock Mechanics, Rotterdam, Netherlands, 1988. 381~393
- 9 Shi G H. Goodman R E. Two-dimensional discontinuous deformation analysis. Int J Numer Anal Meth Geomech, 1985, (9): 541~556
- 10 邓起东, 范福田. 华北地块区新生代、现代地质构造特征. 华北断块区的形成与发展. 北京: 科学出版社, 1980. 192~205
- 11 胡小辛, 林邦慧. 邢台地震空间分布随时间变化的立体图像与地震发生过程. 地震学报, 1989, 11(1): 1~11
- 12 林邦慧, 董大南, 林纪曾, 等. 用复合型法反演震源破裂过程的研究. 地震学报, 1988, 10(4): 337~351
- 13 周惠兰, 刘 斌. 混和波第一峰(谷)值法判断断面和 1969 年渤海大地震震断层探讨——渤海地震研究(一). 中国地震, 1991, 4(2): 72~79
- 14 吴忠良, 臧绍先. 用体波合成地震图方法确定渤海、永善两大地震的震源参数. 地震学报, 1991, 13(1): 1~8
- 15 章光月, 王碧泉, 许绍燮, 等. 1975 年 2 月 4 日海城地震($M = 7.3$)的前震系列. 地震学报, 1983, 5(1): 1~14
- 16 林邦慧, 陈运泰, 魏富胜. 不对称双侧破裂过程的研究及其在海城地震的应用. 地震学报, 1979, 1(2): 133~149
- 17 林邦慧, 胡小辛. 1975 年 2 月 4 日海城地震的破裂过程与海城地震序列空间分布的图象. 中国地震, 1988, 4(2): 49~58
- 18 林邦慧, 白武明, 周 冉. 1975 年海城地震序列发生过程的数值模拟. 地球物理学报编辑委员会编. 80 年代中国地球物理学进展. 北京: 学术期刊出版社, 1989. 73~82
- 19 Ciper J. Source process of The Haicheng, China earthquake from observations of P and S waves. BSSA, 1979, 69(6): 1903~1916
- 20 胡小辛, 林邦慧. 1976 年唐山地震空间分布随时间变化的图像及其分析. 地震学报, 1993, 15(Supp): 544~553
- 21 Nabelek J, Chen W P. The Tangshan earthquake sequence and its implications for the evolution of the North China Basin. J Geophys Res, 1987, 92(B12): 625~628
- 22 国家地震局《一九七六年唐山地震》编辑组, 梅世蓉, 主编. 一九七六年唐山地震. 北京: 地震出版社, 1982
- 23 Zheng-kang Shen, Chengkun Zhao. Contemporary crustal deformation in east Asia constrained by Global Position System measurements. J Geophys Res, 2000, 105(5): 5721~5734
- 24 许忠淮, 汪素云, 黄雨蕊, 等. 由大量的地震资料推断我国大陆构造应力场. 地球物理学报, 1989, 32(6): 636~647
- 25 臧绍先, 宁杰远, 刘宝诚, 等. 中国周边板块的相互作用及其对中国应力场的影响——I. 太平洋板块、菲律宾海板块的影响. 地球物理学报编辑委员会编. 80 年代中国地球物理学进展. 北京: 学术书刊出版社, 1989. 293~305
- 26 王 琪, 张培震, 牛之俊, 等. 中国大陆现今地壳运动和构造变形. 中国科学, D 辑, 2001, 31(7): 529~536
- 27 Zhu W, Wang X, Cheng Z, et al. Crustal motion of Chinese mainland monitored by GPS. Science in China (Series D), 2000, 43(4): 394~400
- 28 马宗晋, 任金卫, 张 进. ITRF97 下空间对地观测站速度矢量显示的全球构造运动. 中国科学, D 辑, 2002, 32(5): 353~357
- 29 邱 群. 1976 年 7 月 28 日河北唐山 7.8 级地震的震背景及其活动性. 地球物理学报, 1976, 19(4): 259~269
- 30 Butler R, Stewart G S, Kanamori H. The July 27, 1976 Tangshan, China earthquake——A complex sequence of intraplate events. Bull Seism Soc Amer, 1979, 69(1): 207~220
- 31 Kikuchi M, Kanamori H. Inversion of complex body wave——II. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 1986, 43: 205~222



唐山大地震引起华北地区各地块边界断层上应力状态的变化

1. 唐山大地震引起华北地区各地块边界断层剪应力的变化; 2. 唐山大地震引起华北地区各地块边界断层法向应力的变化; 3. 唐山大地震对华北地区各地块边界断层危险度的影响