

分类号:

单位代码: 85405

密 级:

编 号:

中国地震局地震预测研究所

硕士学位论文

# 有限单元法在跨断层水准变化机理研究中的应用

研 究 生: 和 平

指导教师: 李志雄 (研究员)

申请学位级别: 硕 士 学科专业名称: 固体地球物理

论文提交日期: 2010 年 5 月 论文答辩日期: 2010 年 6 月 8 日

学位授予单位名称: 中国地震局地震预测研究所

答辩委员会主席: 陆远忠 (研究员)





硕士学位论文  
Thesis for Master's Degree

有限单元法在跨断层水准变化机理研究中的应用  
Study on the Mechanics of Cross-Fault Leveling  
Change by the Finite Element Method

研究生: 和平

Presented By HE Ping

指导老师: 李志雄 研究员

Academic advisor: LI Zhixiong

学科专业: 固体地球物理 研究方向: 地震前兆机理

Major: Solid geophysics Specialization: Mechanics of seismic precursory

答辩日期: 2010年6月8日 学位授予单位: 地震预测研究所

Date of defense: 2010-6-8 Submitted to: Institute of Earthquake Science

答辩委员会主席: 陆远忠 研究员

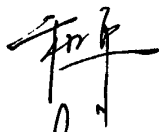
Chairman of Dissertation Committee: LU Yuanzhong



## 独创性声明

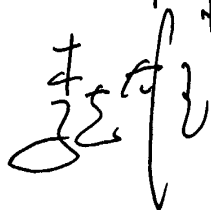
本人声明所呈交的论文是我个人在导师指导下进行的研究工作及取得的研究成果。尽我所知，除了文中特别加以标注和致谢的地方外，论文中不包含其他人已经发表或撰写过的研究成果。与我一同工作的同志对本研究所做的任何贡献均已在论文中作了明确的说明并表示了谢意。

学位论文作者签名：



签字日期：2010.7.8

导师签名：



签字日期：2010.7.8

## 关于论文使用授权的说明

本人完全了解学校关于保留、使用学位论文的各项规定，同意以下事项：

1. 研究所有权保留本论文的复印件和磁盘，允许论文被查阅和借阅，可以采用影印、缩印或扫描等复制手段保存、汇编学位论文；

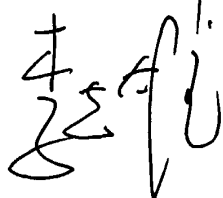
2. 授权研究所将本人的学位论文提交至清华大学“中国学术期刊(光盘版)电子杂志社”进行电子和网络出版，并编入 CNKI 系列数据库，传播本学位论文的全部或部分内容，同意按《中国优秀博硕士学位论文全文数据库出版章程》规定享受相关权益。

学位论文作者签名：



签字日期：2010.7.8

导师签名：



签字日期：2010.7.8



## 摘 要

长期以来,人们早就注意到中强地震的发生常常伴随着显著的地壳变形。中、美、俄等国都十分重视利用大地测量观测技术监测地壳运动状态。断层属于地壳变形的薄弱地带,对构造应力场变化最敏感,在捕捉强地震孕育信息中扮演着十分重要的角色。跨断层水准测量作为获取断层形变信息的最主要手段之一,其异常现象常常被看作地震前兆信息的一个非常重要指标。1975年海城7.3级地震预报成功很大程度上依赖于包括距震中200km的金县台观测到的跨断层异常变化等在内的前兆异常。因此,定性定量地解读跨断层水准变化机理不仅有助于人们加深对地震孕育过程中地表形变、断层活动规律的认识,而且为进行野外异常落实、未来震情判断提供重要的参考。这也是实现由地震经验预报到物理性地震预报转型的一次重要尝试。

基于上述思路,本文利用有限单元法重点开展了以下研究工作:

一、首都圈地区跨断层水准测量监测能力评估。以首都圈地区布设在不同断层上的24处跨断层水准观测为研究对象,通过建立不同地壳分层结构、含不同倾角断层的三维非线性有限元模型,研究断层倾角和走向对断层上下盘垂向差异性运动的变化特征,从理论上探讨跨断层水准观测在何种情况下与区域应力场应力增强相关的信息最显著,对导致测点监测能力差异的可能物理机理加以探讨和分析;同时结合震例研究及R值震兆信度评分结果,对首都圈地区跨断层水准测量的整体监测能力进行初步评价。

二、环境变化对跨断层水准观测结果的数值模拟。以2007年八宝山跨断层测点水准测量资料异常变化为例,根据首都圈地质构造环境、震源机制解、大地测量以及观测场地调研等相关资料,建立三维有限元模型,探讨和解释了八宝山测点跨断层水准异常变化的机理。

通过数值模拟和综合分析,论文得到以下几点认识:

(1) 当区域应力场应力增强时,对于倾角介于 $30^{\circ}\sim 70^{\circ}$ 的断层,跨断层水准变化幅度相对较大,异常效果比较明显,当倾角接近 $90^{\circ}$ 时,跨断层水准变化幅度趋近零,信息展露最小。

(2) 对于相同倾角的断层,当其走向与断层两侧水平位移矢量差方向接近垂直时,跨断层水准变化较明显,测点越容易监测到断层的活动,从而更加有效的捕捉断层活动的异常现象。

(3) 总体而言,首都圈的跨断层水准测量的布设具备较强的地震监测能力。数值模拟结果表明:监测效能比较好的跨断层水准测点主要包括紫荆关、德胜口、小水峪、燕家台、大灰厂、八宝山、张山营、狼山等。以上数值模拟结果均与震例总结和R值评分结果具有很好的一致性。

(4) 未来对跨断层水准测点进行选址时,应当考虑断层倾角和走向对跨断层水准监测能力的影响,建议将跨断层水准测点尽量布设于倾角介于  $20^{\circ}\sim 80^{\circ}$  之间且走向与区域构造运动总体方向近垂直的断层上。

(5) 场地变化时质量迁移对于跨断层水准的影响很小,同时对断层周围最大剪应力的分布没有太大影响。相比而言,质量迁移导致的观测场地岩体渗水条件改变,通过影响断层两侧破裂带介质性质,可能导致地表垂直形变场和跨断层水准值相对明显的扰动,并有可能导致断层附近的应力场的重新分布。此外,就出露地表的八宝山断层,大范围、长期的降雨对其测点跨断层水准观测是有比较显著的影响的。

(6) 2007年5月至7月跨断层测量异常引起的机理主要可能归结为两方面,一是降雨影响,二是土石开方导致的渗水条件改变的影响,而场地附近的质量迁移(载荷卸载的重力塌陷作用)对跨断层水准观测结果几乎没有影响。

**关键词:** 跨断层水准, 有限单元法, 断层面, 首都圈, 监测能力, 环境变化。

## Abstract

People acknowledged the accompanied crustal deformation during the pregnancy and occurrence of strong earthquakes for a long time. In China, America, Russia, much emphasis has been paid to the obtainment of crustal deformation using geodetic measurement and observational techniques. Fault, deemed as the weak, flexible belt of crust, is most sensitive to the variation of tectonic stress, and thus plays an extremely crucial role in detecting the earthquake precursory information. As one of the main approaches to attain geomorphologic information, the anomaly of cross-fault leveling recording is always regarded as one important indicator for the possible occurrence of imminent earthquakes. The successful prediction of Ms 7.3 Haicheng Earthquake in China attributes much of its accuracy to the obtainment and acknowledge of cross-fault measurement anomaly. Therefore, qualitative and quantitatively understanding of the mechanics of cross-fault leveling change not only boost people's comprehension of the complex relationships between earthquake and fault behavior, but also provide useful insight for the discretion of cross-fault leveling anomaly and the assessment of the likelihood of future earthquakes, which could also be considered as one valuable endeavor to convert statistical and empirical earthquake prediction to physically predicting.

In this dissertation, in order to address the appeal above, we firstly established three dimensional finite element models that involved different fault angles and vertical inhomogeneity to study the impact patterns of fault dip and strike on cross-fault leveling monitoring, using the twenty-four cross-fault leveling stations scattered over different faults in the capital area as research objects. Then combined cross-leveling data analysis, earthquake case study, and R-value assessment, we obtained the preliminary evaluation of cross-fault level monitoring effectiveness in capital area.

Moreover, we quantitatively studied the effects of monitoring site condition alteration on cross-fault leveling. Using Babaoshan cross-fault leveling variation as an illustration, we quantitatively estimate the impact of monitoring environment change on cross-fault leveling records using three-dimensional finite element model that takes into account the Capital's geological structure, focal mechanism solutions, geodetic measurement, and field investigation, and then explained the possible cause for the anomaly in cross-fault leveling change.

Our results illustrate that:

(1) cross-fault leveling sites located across fault with dip between  $30^{\circ}\sim 70^{\circ}$  have relatively more conspicuous cross-fault leveling change in case of tectonic stress accumulation, stronger

monitoring effectiveness. While dips of monitored fault have an upright angle, the cross-fault leveling change approximates to zero;

(2) to those sites located across fault with similar dip, the cross-fault leveling would demonstrate a more evident change when the fault strike were perpendicular to crustal general motion and thus possess relatively stronger monitoring effectiveness in terms of earthquake prediction;

(3) corroborated with the results from earthquake case study, and R-value assessment, cross-fault leveling in the capital area is believed to possess adequate monitoring capacity in terms of earthquake prediction in general. Some sites with satisfactory monitoring capacity include Zijinguan, Deshengkou, Xiaoshuiyu, Yanjiatai, Dahuichang, Babaoshan, Zhangshanying, Langshan etc;

(4) the prospective cross-fault leveling stations are recommended to be established to faults with dip between  $20^{\circ}$ ~ $80^{\circ}$  and strike perpendicular to crustal general motion for stronger monitoring effectiveness in terms of earthquake prediction;

(5) the gravity collapse, caused by mass loss, bears little effects on cross-fault leveling as well as the layout of shallow stress in surface. While the fluid penetration condition alteration resulted from the same course is proved to have more influences on leveling change and surface stress change based on numerical calculation. The large-scale, lasting precipitation is simulated to cause apparent adjustment in cross-faults leveling for surface-emerged faults like Babaoshan fault;

(7) the anomaly in cross-leveling change in Babaoshan site from May to July in 2007 are attributable for two possible factors: lubricating effects from precipitation, and pore penetration condition change due to mass loss, while the mere gravity collapse (mass unloading) are not one factor for its leveling anomaly.

**Keywords:** Cross-fault leveling, finite element method, fault, Capital Area, monitoring capacity, environment change

## 目 录

|                                 |     |
|---------------------------------|-----|
| 摘 要 .....                       | I   |
| ABSTRACT .....                  | III |
| 目 录 .....                       | V   |
| 第一章 引 言 .....                   | 1   |
| 1.1 选题的理论依据与意义 .....            | 1   |
| 1.2 本章的主要研究内容和创新点 .....         | 5   |
| 1.2.1 本文主要研究内容 .....            | 5   |
| 1.2.2 创新点 .....                 | 6   |
| 1.3 论文的技术路线 .....               | 6   |
| 1.4 论文的结构框架 .....               | 6   |
| 第二章 有限单元法原理及断层面处理方法综述 .....     | 8   |
| 2.1 有限单元法简介 .....               | 8   |
| 2.2 有限单元法基本方程 .....             | 9   |
| 2.2.1 弹性力学基本方程 .....            | 9   |
| 2.2.2 虚功方程 .....                | 11  |
| 2.3 有限单元法求解问题步骤 .....           | 12  |
| 2.4 断层面的有限单元模拟方法概述 .....        | 13  |
| 2.4.1 介质弱化带模型 .....             | 13  |
| 2.4.2 劈节点(SNT)模型 .....          | 15  |
| 2.4.3 块体(DDA)模型 .....           | 17  |
| 2.4.4 接触单元模型 .....              | 18  |
| 2.5 小结 .....                    | 20  |
| 第三章 首都圈地区跨断层水准测量监测能力的初步评价 ..... | 22  |
| 3.1 引言 .....                    | 22  |
| 3.2 首都圈地区跨断层测点概况 .....          | 22  |
| 3.3 模型建立 .....                  | 24  |
| 3.4 模拟计算结果 .....                | 26  |
| 3.4.1 断层倾角对跨断层水准变化的影响 .....     | 26  |
| 3.4.2 断层走向对跨断层水准变化的影响 .....     | 28  |
| 3.4.3 跨断层水准监测效能的理论分级 .....      | 30  |
| 3.5 首都圈跨断层水准监测能力初步评价 .....      | 30  |

|                                         |    |
|-----------------------------------------|----|
| 3.5.1 模拟结果与实际震例的对比.....                 | 30 |
| 3.5.2 模拟结果与 R 值评分结果的对比.....             | 33 |
| 3.5.3 首都圈跨断层水准测点监测能力初步评价.....           | 35 |
| 3.6 结论.....                             | 35 |
| 第四章 环境变化对跨断层水准观测结果影响的数值模拟—以八宝山测点为例..... | 37 |
| 4.1 引言.....                             | 37 |
| 4.2 八宝山跨断层测点概况.....                     | 38 |
| 4.2.1 八宝山断裂构造环境.....                    | 38 |
| 4.2.2 八宝山测点及水准变化概况.....                 | 39 |
| 4.3 模型建立.....                           | 42 |
| 4.3.1 设计思路.....                         | 42 |
| 4.3.2 有限元模型几何范围、介质参数、边界约束.....          | 42 |
| 4.4 模拟计算结果及分析.....                      | 45 |
| 4.4.1 质量迁移的模拟计算结果与讨论.....               | 45 |
| 4.4.2 降雨的模拟计算结果与讨论.....                 | 46 |
| 4.4.3 场地渗水条件改变的模拟计算结果与讨论.....           | 47 |
| 4.4.4 环境变化对跨断层水准观测结果影响.....             | 48 |
| 4.5 八宝山测点跨断层水准变化的可能原因.....              | 49 |
| 4.6 结论.....                             | 49 |
| 第五章 结论与展望.....                          | 51 |
| 5.1 论文进展及取得一些初步成果.....                  | 51 |
| 5.2 进一步的研究方向.....                       | 52 |
| 参考文献.....                               | 54 |
| 致 谢.....                                | 60 |
| 个人简历.....                               | 61 |

## 第一章 引言

### 1.1 选题的理论依据与意义

地壳形变,即地球自然表面质点在时、空域内的运动和变化,按其成因大致可分为如下四类(1)由于人类活动产生地表形变,(2)地球自转和极移产生的形变(3)由日月等天体对固体地球在引力作用下产生的形变,(4)由大地构造运动产生的地壳构造形变。第一类地壳形变具有离散性、短暂性和局部性,第二类形变可以视为地球圆球或椭圆球、弹性或非弹性、单层或多层,从理论上作严格的描述,具有全球规模的特性,第三类形变即所谓固体潮,在理论上可以作严格的计算。第四类形变是由于地球内部的构造原因所产生的地壳形变,具有连续性、长期性、区域性、复杂性,它是区域性地球动力学、乃至全球地球动力学的重要组成部分。大地构造形变,从力学观点来看,其本质就是地球内部力与地表点位移的关系。地表点位的精确测定,要靠大地测量学、地球内部介质分布状况,地壳结构和构造运动的确定要靠地球物理学和大地构造学,力与形变关系的建立和分析要靠连续介质力学,主要是固体力学。地壳形变理论研究对地震预报和地球动力学来说,是一个广阔而诱人的研究领域,有许多需要人们进行深入研究的内容,它的每一项进展,都有可能使人类在实现地震预报和深化地球科学认识上更进一步。

通过震例总结,人们发现强地震的孕育及发生过程常常伴随着显著的地壳变形,中、美、俄等国都十分重视利用大地测量观测技术监测地壳运动状态,试图从中捕捉与地震孕育有关的前兆信息。通过对地壳形变机理的研究将有助于帮助人们加深对地震孕育过程中地表变形特征的了解,为探讨地壳形变与地震孕育的关系,开展地震预报提供依据。

断层属于地壳形变的薄弱地带,对构造应力场变化最敏感,因此在捕捉强地震孕育信息中扮演着十分重要的角色。跨断层水准是通过观测断层两侧垂直运动的差异性,了解区域应力场增强或地震孕育最直观、最显著的观测手段。跨断层水准测量,作为获取断层形变信息的最重要手段之一,其异常现象常常被看作地震前兆信息的一个非常重要指标。据《中国震例(1975-2002)》,部分中强地震发生前,距震中一定范围内的跨断层形变测量均有可能出现比较显著的异常变化。如1976年唐山7.8级地震前张家台出现了斜交基线异常;1989年大同阳高6.1级地震前狼山、大灰厂、紫荆关出现了比较明显的水准异常;1995年7月12日云南省孟连西7.3级地震前,永胜跨断层短水准和短基线出现幅

度显著变化；1995 年 2 月 25 日福建省晋江以南海域 5.3 级地震前，泉州海岭跨断层测量出现水准异常；1995 年 5 月 2 日 新疆维吾尔自治区乌苏南 5.8 级地震前，独山子测点出现跨断层水准异常变化等等。下图 1.1 为 2005 年 8 月 13 日云南文山 5.3 级地震前在小江断裂和楚雄-通海断裂带上宜良、白泥山、六谷冲、瓦窑村、楚雄等形变观测台站所监测到异常现象。图 1.2 为 2006 年 7 月 4 日河北省文安县发生 5.1 级地震前 2006 年 5~6 月首都圈的跨断层位移测点大灰厂、上万、狼山等处出现形变异常。

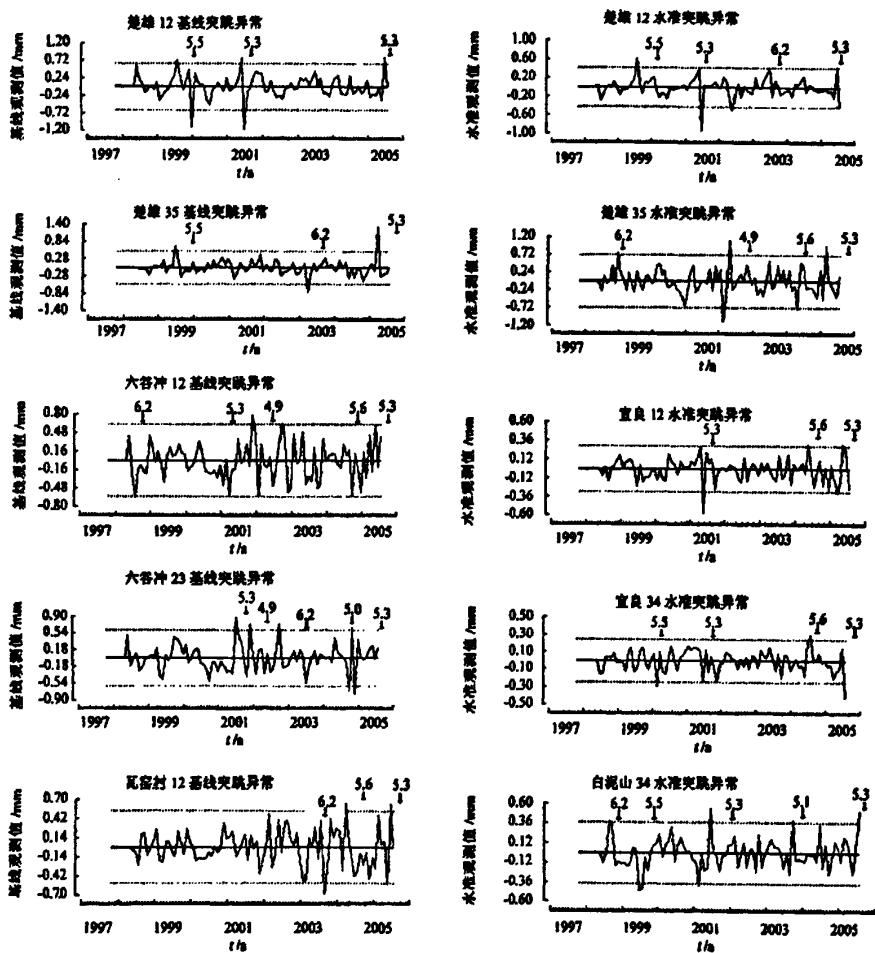


图 1.1 云南文山 5.3 级地震前部分跨断层水准基线测量异常变化曲线(施顺英, 2005)

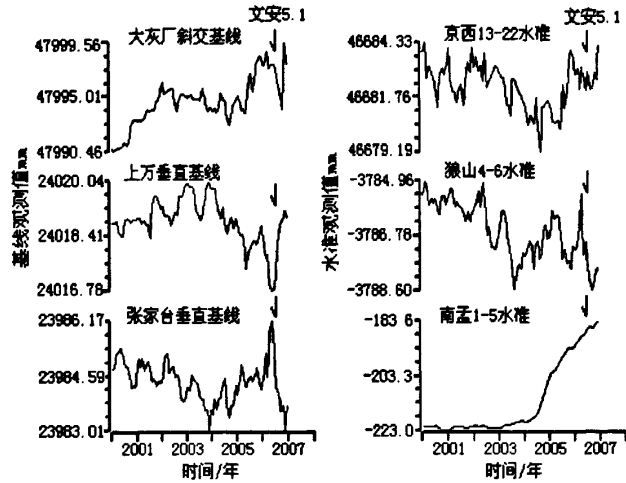


图 1.2 河北文安 5.1 级地震前部分跨断层水准基线测量异常变化曲线(焦青, 2007)

因此,开展跨断层形变机理的研究将有助于深化人们对地震孕育过程中断层活动特征的认识,更好得把握跨断层活动与地震孕育的关系,开展地震物理预报创造有利的条件。有地震史料记载以来,首都圈及其邻近地区(华北北部地区)是我国大陆地震活动强烈的地区之一,图 1.3 为首都圈及其邻近地区 1970 年 1 月到 2009 年 4 月年以来该区发生的  $M_s \geq 5.0$  级地震震中分布图。其中 7 级以上地震共发生了 3 次,6 级~7 级地震 5 次,5 级~6 级地震 113 次。作为政治、经济和文化的中心,首都圈一直被列入地震重点监视防御区。历史上曾发生过多次破坏性强震,如 1679 年三河—平谷 8.0 级地震,1976 年唐山 7.8 级地震,1998 年张北 6.2 级地震等。震例研究表明,在局部应力场的应力作用下,同一构造块体不同断层上的跨断层测点对同一地震的映震能力存在较大差异。那么,布设于怎样断层的跨断层测点会更容易观测到与地震孕育有关的区域应力场变化信息,具有更好的映震效能?而作为重点防御区的首都圈,该地区跨断层水准监测能力和映震效能究竟如何?这个问题的研究一方面有利于对区域跨断层形变监测手段整体监测能力进行评价,另一方面有利于为未来布设新的跨断层观测点提供必要的参考依据。

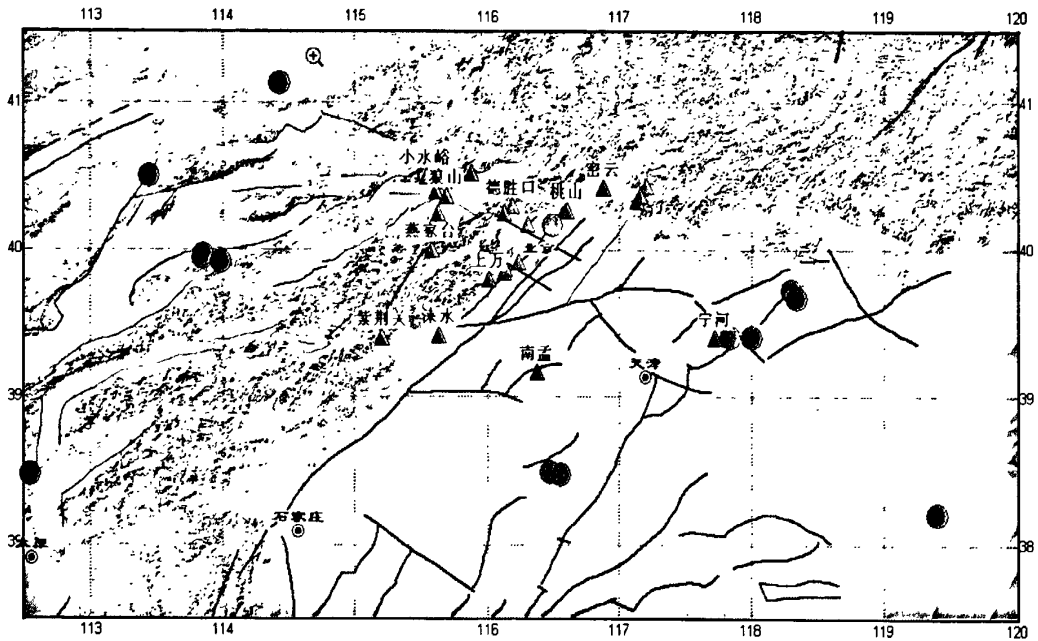


图 1.3 首都圈构造背景、跨断层测点、 $M_s > 5.5$  地震分布

此外,有研究表明,跨断层形变资料的异常变化可能由多种因素影响所致,这些因素包括降雨、观测环境变化、区域应力调整、地震孕育等。上述因素中究竟是哪个因素导致跨断层测量异常现象的出现说法往往并不一致,尤其是跨断层水准测量观测环境变化对跨断层水准资料的影响,目前仍没有可行办法进行评估和合理解释。2007年5月至7月,首都圈地区八宝山跨断层测点水准测量资料出现显著异常变化,在不到3个月的时间里,垂直水准出现近4.8mm的显著变化。这种短时间出现的大幅度异常变化对当时判定首都圈地区震情形势带来较大压力;2008年5月12日汶川8.0级大震前,在距震中12km的耿达跨断层测点也观测到幅值达4.26mm的异常变化。上述变化有一个共同特点:在异常变化出现之前,在跨断层水准观测场地测线一测均出现了土方开挖情况,即跨断层形变观测场地观测环境发生变化。由于缺乏可行的定量分析方法,这种观测环境变化的同时出现的跨断层形变异常,其变化机理只能粗略定性地归结于土石开挖对观测资料的影响,专家们在认识上也往往存在较大的分歧。八宝山跨断层水准大幅度变化,有人认为其主要原因是观测场地附近土石开挖所致,也有人认为可能与区域应力增强有关;耿达测点的跨断层异常变化一些专家倾向于附近土方开挖的影响,但其后汶川8.0级大震的发生致使人们对这种解释的合理性产生极大的疑惑。因此,观测环境变化对跨断层形变资料影响的评估亟需一种物理的、定量的手段来加以探讨和解释。

针对上述两个问题,论文展开了两个方面的研究:一是利用有限单元法展开了首都圈跨断层水准监测能力的初步评估,探讨了断层产状与跨断层水准形变特点的内在关系和对其监测能力的影响;另一方面是结合八宝山测点跨断层水准的 2007 年显著变化,开展了环境变化对跨断层水准观测结果的数值模拟研究。

## 1.2 本章的主要研究内容和创新点

### 1.2.1 本文主要研究内容

论文主要利用有限元数值模拟方法对地震预报有着重要意义的跨断层水准形变机理问题进行研究,具体包括以下两个方面的内容:

#### (1) 首都圈地区跨断层水准测量监测能力评估

以首都圈地区布设在不同断层上的 24 处跨断层水准观测为研究对象,通过建立含不同倾角断层、不同地壳分层结构的三维有限元模型,分别就以下因素对在区域应力场增强情况下,跨断层形变测量结果异常信息显露程度(监测能力)予以研究:

- ① 断层倾角,对跨断层水准变化的趋势、幅度及其显著范围的影响;
- ② 走向与区域地面最大水平运动方向夹角,对跨断层水准变化的趋势、幅度以其显著范围的影响。

通过数值模拟,研究断层倾角和走向对断层上下盘测点差异性垂直运动的变化特征,从理论上探讨跨断层水准监测手段在断层走向、倾角等在何种情况下与区域应力场应力增强密切相关的信息显露最显著,对导致测点监测能力差异的可能物理机制加以探讨和分析;同时,将理论计算结果与实际震例进行对比,进而对首都圈地区跨断层水准测量的整体监测能力进行初步评估。

#### (2) 环境变化对跨断层水准观测结果影响的数值模拟

以八宝山跨断层水准测量 2007 年变化为例,分别对以下因素予以研究:

- ① 质量迁移对跨断层水准变化的影响,分析研究其影响趋势、幅值大小;
- ② 降雨及由于土石开方导致的场地渗水条件改变对跨断层水准变化的影响,分析研究其影响趋势、幅度。

通过与八宝山跨断层水准测点资料进行对比,分析和探讨了八宝山测点跨断层水准异常变化的机理。

### 1.2.2 创新点

(1) 前人对跨断层水准形变的映震能力的评价主要是通过震例统计以及通过测量资料的信息提取进行信息效益评定来实现,而结合实际震例,利用数值模拟方法针对断层倾角和走向这两个内在因素的影响进行定量分析,从而开展跨断层水准形变监测能力的评估是本论文创新点之一。

(2) 以往进行跨断层水准异常落实时,往往是通过实际调研情况、对比同期出现的降雨、场地条件变化、或其他资料来进行定性分析,究竟是降雨、观测环境变化、区域构造活动,或局部应力调整等哪些因素的影响,专家们往往说法不一。利用数值模拟方法对各个可能的因素进行定量分析和判定比较就显得非常有意义,这即是本论文另一创新点。

### 1.3 论文的技术路线

根据上述研究内容,本论文采取如下的具体技术路线:

(1) 首都圈地区跨断层水准测量监测能力评估。借鉴前人对首都圈地区的研究成果以及数值模拟参数,确定合理的三维有限单元模型,以位移为边界载荷作用,从理论上探讨当区域应力增强时,跨断层水准随着所监视断层的倾角和走向不同所表现出来的区域应力场信息显示能力。建立含不同断层倾角的三维有限元模型并在模型断层附近布设跨断层水准测点,探讨当倾角从 15 度到 90 度变化,走向与地面水平最大位移(总体)方向夹角从平行到直交时,跨断层水准测点所能展现出的监测效能。收集首都圈跨断层所有水准测点资料以及地震前兆资料,综合理论结果对首都圈地区跨断层水准监测能力进行评估。

(2) 环境变化对跨断层水准观测结果影响的数值模拟。结合多方面的资料,如场地调研、构造地质、地球物理、岩石力学等结果,确定研究区模型的相关几何和地质参数和边界条件,利用消除土石开方区域所包括的单元,模拟计算得到质量迁移对跨断层水准变化的影响;通过弱化断层上下盘之间的摩擦系数,来近似模拟出降雨渗水条件的改变对断层润滑弱化的作用,判定跨断层测点水准变化趋势与幅度,并进一步讨论 2007 年 5 月至 7 月八宝山跨断层水准异常的机理。

### 1.4 论文的结构框架

第一章:引言。扼要概况介绍了论文选题的背景与意义、研究的主要内容、论文创新点,以及论文所采用的技术路线。

第二章：有限单元法原理及断层面处理方法综述。本章简要介绍了有限元数值方法的概念、基本理论以及特点，有限元分析的基本要素、弹性固体力学基础、以及求解问题的大致过程。最后概述了近 30 年来国内外学者用有限单元法研究地学问题时就具有非连续性的断层所采用的几大主流处理方法，并扼要叙述了在各个断层模型基础上展开的地震学和断层动力学方面的研究。

第三章：首都圈地区跨断层水准测量监测能力的初步评价。本章以首都圈地区布设在不同断层上的 24 处跨断层水准观测为研究对象，建立了地壳分层结构、含不同倾角断层的三维有限元模型，模拟计算了断层倾角和走向对跨断层水准观测结果的影响，并结合跨断层水准测量资料、震例研究及 R 值预测评分，对首都圈地区跨断层水准测量监测能力进行了初步评价。

第四章：环境变化对跨断层水准观测结果影响的数值模拟——以八宝山测点为例。本章以八宝山测点水准变化为例，根据首都圈地质构造环境、震源机制解、大地测量以及观测场地调研等相关资料，利用三维有限元模型，定量计算了观测场地变化对跨断层水准测量结果的影响，并结合实际观察资料探讨 2007 年 5 月到 7 月八宝山跨断层水准异常显著变化的可能机理。

第五章：结论与展望。本章回顾了论文的进展、取得的初步成果，并论述了论文进一步的研究方向。

## 第二章 有限单元法原理及断层面处理方法综述

### 2.1 有限单元法简介

有限单元法是在 50 年代后期随着电子计算机的发展迅速兴起的一种数值计算方法。它首先将连续或分片连续的求解域离散为若干个子域,各子域通过其边界上的结点相互联结,形成组合体。子域称为单元,结点称为单元的节点,组合体称为有限单元系统。求解域内待求的未知场变量由每个单元内的近似函数分片表示。而该近似函数则是根据未知场函数及其导数在单元节点上的数值利用插值函数得到。因此,如果将未知场函数的各节点值设定为待求的未知量,则未知场函数转而是由其节点值进行表达,求解无穷多自由度的场问题转化为求解有限个单元节点的场函数数值问题。而后,根据和原定解问题等效的变分原理或加权余量法,建立求解未知量(未知场函数的节点值)的代数方程组或常微分方程组。此方程组称为有限元求解方程,并表示为规范的矩阵形式。通过数值方法求解此方程,从而得到问题的解答。利用有限元方法得到的数值解精度与求解域的有限元划分有关,有限元网格越精细,计算结果越接近真实。当然,有限元系统的单元数目过多,其节点总数越大,求解方程越庞大,其解算越繁杂。

有限单元法之所以能得到众多专业广泛应用,是因为它具有其特有的优越性。比如另一种比较常规的有限差分法,其不足之处是,由于采用的是正交网格,很难处理区域形状的任意性,用有限差分编写出通用程序不是一件容易的事情。有限元可以用任意形状的网格分割区域,还可以根据场函数的需要疏密有致地、自如地划分网格,因而对区域的形状有较大的适应性。从数学角度来讲,有限元法是建立在积分表达法的基础上的。相比之下有限差分则是建立在微分表达法的基础上的。。

有限单元法具有以下特性:1)对于复杂几何构形的适应性。其单元所在空间可以是一维、二维或者三维,而且每种单元可以有不同的形状,例如三维单元可以是四面体、五面体或者六面体;2)对于各种物理问题的可应用性。由于用单元内近似函数分片表示求解区域内未知函数场,并没有限制场函数所满足的方程形式,也没有限制各个单元对对应的方程必须是相同形式,所以尽管有限元法开始是对线弹性的应力分析问题提出的,很快发展到弹塑性问题、粘弹塑性问题、动力问题、屈曲问题等。并进一步应用到流体力学问题、热传导问题、电磁学问题等。而且可以利用有限元法对不同物理现象相互耦

合问题进行有效地分析,如热固耦合、流固耦合等问题;3)建立于严格理论基础上的可靠性。因为用于建立有限元方程的变分原理或者加权余量法在数学上已证明是微分方程和边界条件的等效积分形式。只要物理问题数学模型是正确的,同时用来求解有限元方程的算法是稳定可靠的,则随着单元数目的增加,即模型单元尺寸的缩小,或者随着单元自由度数目的增加及插植函数阶次的提高,有限解的近似程度将不断提高。如果单元是满足收敛准则的,则近似解最后收敛于数学模型的精确解。4)适合计算机实现的高收敛性。由于有限元分析的各个步骤可以表示成规范化的矩阵形式,最后导致求解方程可以统一为标准的矩阵代数问题,特别适合计算机的编程和执行。随着计算机软硬件技术的高速发展,以及新的数值计算方法的不断出现,大型复杂问题的有限元分析已经成为工程技术领域的常规工作。

## 2.2 有限单元法基本方程

Hrennikoff, McHenry 用线性网格处理一维杆和梁连续体中的应力,从而在 20 世纪 40 年代开始了有限元的发展。Courant R. 于 1943 年首先提出设置变分形式的应力解。Argyris 和 Kelsey 利用能量原理建立了矩阵结构分析法,从此能量原理在有限元方法中起到重要作用。Turner 等首次处理二维单元,明确了由单元刚度矩阵形成总体刚度矩阵的步骤。随着 20 世纪 50 年代早期高速度数字计算机的发展,Turner 的工作促进了用矩阵符号表示的有限元刚度方程的进一步发展。Clough 在用三角单元和矩形单元进行平面应力分析时引进了“有限元”这一日后的习惯用语。同时,20 世纪 50 年代由航空结构工程师们发展,随后逐渐涉及土木工程。20 世纪 60 年代通过 Melosh、Grafto、Martin、Argyris、Wilson、Zienkiewicz 等人的发展使得有限元所越来越适应实际问题。到 20 世纪 60 年代,在几乎所有连续介质力学所涉及的领域,都得到越来越广泛地应用。我国冯康教授和西方科学家各自独立奠定了有限元方法的数学理论基础。由于越来越多的数学家加入到发展有限元方法的工作中,这种方法由工程局限性中逐渐脱离出来,取而代之的是统一的观点和严密的数学描述,并确立了它的数学基础。

### 2.2.1 弹性力学基本方程

在弹性连续介质中,由三个方向上静力平衡可以得到平衡微分方程:

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} + f_x = 0$$

$$\frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{yz}}{\partial z} + f_y = 0 \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} + f_z = 0$$

其中 $\sigma$ 为应力,  $\epsilon$ 为应变,  $f$ 为单位体积的体积力。图 2.1 为应力分量示意图。

小形变的含义是在荷载或者温度变化等作用下, 物体变形而产生的位移, 与物体的尺寸相比, 是很微小的。在研究物体受力后的平衡状态时, 可以不考虑物体尺寸的改变。在研究物体形变时, 可以略去位移导数的高次幂, 则应变向量和位移向量的几何方程:

$$\begin{aligned} \epsilon_{xx} &= \frac{\partial u}{\partial x}, \quad \epsilon_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y}, \quad \epsilon_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z} \\ \epsilon_{xy} &= \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right), \quad \epsilon_{yz} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z} \right), \quad \epsilon_{zx} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right) \end{aligned} \quad (2.2)$$

其中  $u$ ,  $v$ ,  $w$  分别为  $x$ ,  $y$ ,  $z$  三个方向上的位移。

本构方程(应变与应力关系)

$$\begin{aligned} \sigma_{xx} &= \lambda \theta + 2\mu \epsilon_{xx} \\ \sigma_{yy} &= \lambda \theta + 2\mu \epsilon_{yy} \\ \sigma_{zz} &= \lambda \theta + 2\mu \epsilon_{zz} \\ \sigma_{xy} &= 2\mu \epsilon_{xy} \\ \sigma_{yz} &= 2\mu \epsilon_{yz} \\ \sigma_{zx} &= 2\mu \epsilon_{zx} \\ \theta &= \epsilon_{xx} + \epsilon_{yy} + \epsilon_{zz} \end{aligned} \quad (2.3)$$

其中 $\lambda$ 、 $\mu$ 为拉梅常数。

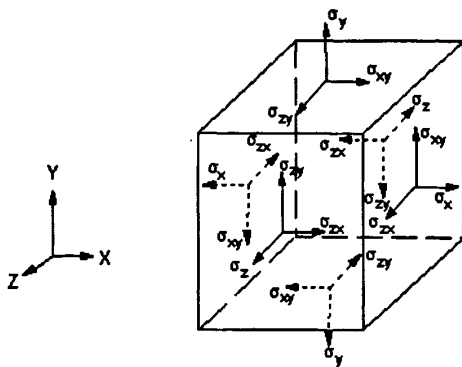


图 2.1 应力分量示意图

### 2.2.2 虚功方程

物体中任意满足平衡的力系在任意满足协调条件的形变状态下做的虚功等于零，也即外力做的虚功和内力所做虚功之和为零，这一原理称之为虚功原理，它是力学系统平衡的必要充分条件。虚功方程为平衡方程和几何方程的等效积分“弱”形式，对平衡方程(2.1)应用虚功原理得

$$\int_V \left[ \left( \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} + f_x \right) \delta u + \left( \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{yz}}{\partial z} + f_y \right) \delta v + \left( \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} + f_z \right) \delta w \right] dV = 0 \quad (2.4)$$

其中 $\delta u$ ,  $\delta v$ ,  $\delta w$  分别为三个方向上的虚位移， $V$  表示计算区域。

对上式做分部积分，并利用几何方程可得其弱形式

$$\begin{aligned} & \int_V (\sigma_{xx} \delta \epsilon_{xx} + \sigma_{yy} \delta \epsilon_{yy} + \sigma_{zz} \delta \epsilon_{zz} + 2\sigma_{xy} \delta \epsilon_{xy} + 2\sigma_{xz} \delta \epsilon_{xz} + 2\sigma_{yz} \delta \epsilon_{yz}) dV \\ &= \int_V (f_x \delta u + f_y \delta v + f_z \delta w) dV + \int_\Gamma (T_x \delta u + T_y \delta v + T_z \delta w) d\Gamma \end{aligned} \quad (2.5)$$

其中 $\Gamma$ 表示边界， $T_x$ ,  $T_y$ ,  $T_z$  分别为边界上面力三个方向上的分量， $\Gamma$ 表示边界。

将本构方程代入上式得

$$\begin{aligned} & \int_V (\lambda \epsilon_{xx} \delta \epsilon_{xx} + 2\mu \epsilon_{yy} \delta \epsilon_{xx} + 2\mu \epsilon_{zz} \delta \epsilon_{xx} + 2\mu \epsilon_{xx} \delta \epsilon_{yy} + \lambda \epsilon_{yy} \delta \epsilon_{yy} + 2\mu \epsilon_{zz} \delta \epsilon_{yy} \\ &+ 2\mu \epsilon_{xx} \delta \epsilon_{zz} + 2\mu \epsilon_{yy} \delta \epsilon_{zz} + \lambda \epsilon_{zz} \delta \epsilon_{zz} + 4\mu \epsilon_{xy} \delta \epsilon_{xy} + 4\mu \epsilon_{xz} \delta \epsilon_{xz} + 4\mu \epsilon_{yz} \delta \epsilon_{yz}) dV \\ &= \int_V (f_x \delta u + f_y \delta v + f_z \delta w) dV + \int_\Gamma (T_x \delta u + T_y \delta v + T_z \delta w) d\Gamma \end{aligned} \quad (2.6)$$

如果用弹性模量来表示介质参数，剪切模量 $G=\mu$ ，体积模量 $K=\lambda+2\mu/3$ ，则上式可以表示为

$$\begin{aligned} & \int_V [(K+4G/3) \epsilon_{xx} \delta \epsilon_{xx} + (K-2G/3) \epsilon_{yy} \delta \epsilon_{xx} + (K-2G/3) \epsilon_{zz} \delta \epsilon_{xx} \\ &+ (K-2G/3) \epsilon_{xx} \delta \epsilon_{yy} + (K+4G/3) \epsilon_{yy} \delta \epsilon_{yy} + (K-2G/3) \epsilon_{zz} \delta \epsilon_{yy} \\ &+ (K-2G/3) \epsilon_{xx} \delta \epsilon_{zz} + (K-2G/3) \epsilon_{yy} \delta \epsilon_{zz} + (K+4G/3) \epsilon_{zz} \delta \epsilon_{zz} \\ &+ 4G \epsilon_{xy} \delta \epsilon_{xy} + 4G \epsilon_{xz} \delta \epsilon_{xz} + 4G \epsilon_{yz} \delta \epsilon_{yz}] dV \end{aligned}$$

$$= \int_V (f_x \delta u + f_y \delta v + f_z \delta w) dV + \int_\Gamma (T_x \delta u + T_y \delta v + T_z \delta w) d\Gamma \quad (2.7)$$

### 2.3 有限单元法求解问题步骤

有限单元法分析问题遵循以下基本步骤：

- (1) 问题及求解域定义：根据实际问题近似确定求解域的物理性质和几何区域。
- (2) 求解域离散化：习惯称之为有限元网络划分，即将求解域近似为有限个具有不同形状、大小且彼此相连的单元所组成的离散域。
- (3) 确定状态变量及其场函数：给定所研究问题的基本变量及其遵循的物理方程、边界条件等，即定解问题的表达。为适合有限元求解，一般将微分方程化为等价的泛函形式。
- (4) 单元矩阵推导：采用适合的插值函数以确定单元域的近似解，建立关于单元节点的各种状态变量的离散关系，从而形成单元矩阵(结构力学分析中称为单元刚度矩阵)。
- (5) 矩阵总装：依据单元函数的连续性条件、边界条件等，将单元矩阵总装形成离散域的总矩阵方程(有限元方程组)，以反映对整个近似求解域——离散域的要求。
- (6) 方程组求解及结果解释：对有限元方程组进行求解，依据单个节点结果及插值函数得到整个求解域的连续结果，评价计算结果质量并对其进行深入分析。

图 2.2 为有限单元法分析求解流程示意框图。

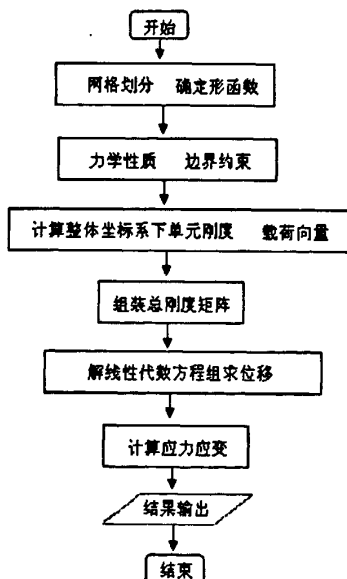


图 2.2 有限元分析流程

## 2.4 断层面的有限单元模拟方法概述

利用有限单元法在对地学问题进行数值模拟时,所面临的一个难题就是如何用基于连续介质理论的有限单元法对具有非连续特性的间断面——断层进行模拟。这一问题一直被很多学者关注,众多学者也曾就此进行过许多有益尝试,并提出了各种断层模拟方法。

鉴于本文研究主体是针对断层展开,因此本章较详细地概述了国内外在利用有限单元法研究地震学、地壳形变相关地学问题时就断层设置方式所采用的各大主流模型。总体来说,诸断层模型具体可归纳为两大类处理方式,一类是基于将断层处理为连续介质体的弱化带模型,另一类是把断层处理为非连续间断面的劈节点模型、接触模型以及块体模型。

### 2.4.1 介质弱化带模型

弱化带模型假定断层具有一定的厚度并被某种物质充填,断层和周围地质体的差别仅在于内在物理属性和介质参数的不同,介质彼此仍是连续的,就像没有“破”一样。弱化带模型从某种程度上说是合理的,因为根据野外地质调查,断层带内的介质常常发育成糜棱岩,断层泥等系列,和周围地质体差异较大,实验室研究也证明断层带填充物对断层的行为重要影响(马胜利,1986)。

在弱化带模型中,对断层的模拟主要通过改变断层附近介质物性特征或者改变其介质参数来模拟近似断层带附近易变形的特征。部分学者对断层填充介质层用不同的本构关系去模拟,例如弹塑性模型(王仁等,1980,1982)、应变软化模型(殷有泉等,1982;王继存等,1989)、粘弹性模型(Liu等,2003)。

王仁等(1980,1982)用二维有限单元法研究华北地区地震迁移规律时,对断裂带的处理是将相邻的同方向的断层合并在一起作为介质弱化带,宽度10km左右,考虑到断裂带内岩石体是经过错动的,因此将弹性模量 $E$ 和摩擦系数 $\mu$ 取低,又由于断裂带取得较宽, $E$ ,  $\mu$ 的降低量不会很大。考虑的断裂有两种,即沿断层方向的剪破裂和拉破裂。其中,采用的剪破裂准则为库仑破裂准则,当断层发生错动时,断层内应力这时与应变之间服从理想塑性体法则。模拟结果基本重现出了近十二年来的地震迁移规律,得到了华北地区应力场,并为未来地震危险区提出了参考。

殷有泉等(1982)从岩石弹塑性一般本构方程出发,考虑断层介质摩擦系数和内聚力

因变形而降低的特点,建立了断层介质的非稳定本构关系,并用一个能量表述的非稳定准则来判断包含断层和围岩在内的整个系统的非稳定性的到来,在此基础上,模拟出了1976年唐山7.8级地震弹性回跳和1971年圣费尔南多6.6级地震,得到的模拟结果与当时观测的地震位移数据在规律和数量级上大体一致。

王继存等(1989)在应变软化模型基础上研究了唐山地震断层破坏及其构造应力场,探讨了唐山地震从孕育到发震的力学过程,分析了唐山发震断层破坏的力学机制,并利用增量分析的方法,按时间序列近似地模拟出了发震断层和周围岩石从孕震到发震的过程。模拟中,唐山地区断层带首先进入塑性阶段,并在闭锁段出现应力集中,相当于唐山断层处于临震状态,然后在闭锁段两侧施以方向相反的指定位移,模拟发震时断层的突发走滑,相当于断层闭锁段被剪破裂连通而发震。震后的模拟通过调整介质内摩擦系数和内聚力的方法来模拟震源区的应力释放,模拟得到的塑性区分布与各时段震余震分布有着较好的吻合。

Mian Liu 等(2003)用三维黏弹性模型研究了区域压应力场背景下青藏高原扩张运动的机理,并通过调整欧亚板块与印度板块间的断裂带介质粘弹性来近似模拟出两板块间的板块挤压作用、重力侧向力作用机制以及地面速度变化。研究表明,若青藏高原高度只为本身高程百分之五十时,则该区域走滑断层与逆断层为主要断层,且东西向无扩张运动趋势。当今高原地壳扩张状态只有当青藏高原达当今75%高程时才会出现。

陆远忠等(2007)建立了含有母体岩石、硬包体和随机分布的小裂纹的三维有限元模型,计算了包体和各层实体中的应力分布。模拟强震前岩石的破裂和小震的空间分布特征。结果表明,强震前在孕震体即包体附近均会出现了高应力集中单元。它们是形成小震空区、条带和地震空间丛集图像的基础,随机裂纹的存在,有利于应力在孕震体(包体)外的裂纹端部集中,发生小震,形成包围孕震包体的前兆地震活动图像,而包体中的应力逐渐增加,为发生强震提供了条件。

陈连旺等(1999, 2001)在研究华北地区构造应力场及其演化时,根据华北地区地壳波速三维结构构建了纵向分层、横向分区的三维有限元模型,不同层、分区内的物性参数不同,对断层带的处理主要是增加其介质泊松比和降低杨氏模量来加以实现。计算结果表明,华北地区大多数区域,最大主压应力与最小主压应力(最大主张应力)均位于接近水平的平面内;中等主应力位于接近垂直的平面内即处于走滑应力状态。之后,陈连旺等(2005)又在上述弱化带处理的基础上建立了三维粘弹性有限元模型,同时引入了区域背

景应力场和库仑破裂准则,模拟了 1966 年邢台地震引起的华北地区应力场动态演化过程,得到了强地震对华北地区应力场的震时扰动作用及其引起的一年时间尺度的库仑破裂应力的动态变化速率和对下一次强震触发作用。

陈化然等(2004)建立了包括上地壳、下地壳、上地幔等 4 层结构的三维有限元模型,计算了川滇地区背景应力场、断层蠕动和强震触发的应力场及它们的动态变化。结果表明:川滇地区后续地震大多发生在前面地震引发的库仑破裂应力正值区,前一地震对后续地震有一定的触发作用,强震是在较高的应力背景下成组发生的。

李平等(2001)用三维有限元数值模拟研究了辽宁及邻近地壳构造应力场,及其与地震活动的关系,模型考虑了地壳上地幔三维地震波速结构、地质构造及地壳深部构造环境等建立了,其中断层以宽约 1km 的条带模拟,并结合震源机制解与实际地应力测量资料,确定了随深度变化的水平边界力,研究表明,地质构造、断层分布与介质力学参数直接影响到应力场分布,因此,对这些参数研究的精细程度将直接影响到应力场分布的可靠程度。

总体来说,弱化带模型能很好地描述出了断层带内介质的属性特征以及填充物对断层行为的影响,且模拟出断层带更容易发生变形的特点。然而,其不足之处在于模型计算过程中断层上单元的共同节点有且仅有一个方向的位移,因此,该模型无法模拟出断层和周围介质的交界发生的位错,更难模拟出断层上存在的摩擦机制。

#### 2.4.2 劈节点(SNT)模型

劈节点(split node technique)模型是由 Melosh 等(1981, 1989)在 1981 年正式提出,是对改进 Jungels 等(1973)模拟断层滑动方法的一种修正和改进,其核心思想是通过引入一个新载荷向量,使得模型中断层处所对应的节点在毗邻的单元上产生大小相同而方向相反的位移—即位错,就像断层面上的节点被“劈”开了一样,断层则是由这些“劈”节点所组成。

Yoshioka 等(1998)通过横向异性的三维有限元模型模拟了 1993 年 Koshiro-oki 地震的同震和震后位移以及应力场的变化,模拟中断层位错量大小通过近场地震波反演来给出,研究认为同震形变在断层的上下面较大而震后形变主要位于俯冲面与周围软流圈附近,且同震状态下应力将在未来 20 年内保持不变。

Hearn 等(2003)研究了震后余滑作用和粘弹性松弛所导致的震后形变的区别,以及如

何利用这些区别来辨别出地壳内部及地幔的分布和流变特性。研究认为一个设计良好的 GPS 流动测点观测台网可足够将震后余滑同线性粘弹性松弛区分开来, 同时还可得到粘弹性层的厚度和粘性参数, 研究指出为最大限度利用 GPS 观测资料, 部分 GPS 站点应沿地表破裂带布设。

Sheu 等(2004)建立了三维有限元模型对 1999 年台湾集集 7.6 级地震震后形变的机理进行了研究, 通过对比分析集集地震后 97 天内的 GPS 资料, 认为集集地震震后形变是震后余滑和应力松弛共同引起的, 其中余滑起主要作用。Buiter 等(35)等用二维数值模型研究了在百万年时间尺度下, 不同俯冲带板系统(重力拖拽力、板块运动速度、俯冲带交界面摩擦系数等)对板块接触边缘带垂直位移的影响。结果表明, 板块接触边缘带垂直位移主要受俯冲断层摩擦系数和倾角参数等影响, 对板块边缘垂直影响幅值介于 2km 到 4km 之间。

Hu 等(2004)用 Maxwell 粘弹性体模型研究了 1960 年智利地震的震后形变, 探讨了介质的流变性对地壳形变的影响, 其中俯冲板块, 海洋及大陆板块为弹性介质, 大陆及海洋地幔为粘弹性介质。模型中以抛物线函数拟合了俯冲板块剖面, 由二维延展至三维, 以赋予断层面一个位错量来模拟地震的发生, 模拟结果认为 1960 年智利地震 35 年后 GPS 观测得到地面水平位移特征可能是由地幔应力松弛导致的。

Hyodo 等(2003)进行了日本中部 Niigata-Kobe 构造带上震间应变积累研究, 研究表明当板间地震周期比较长时, Niigata-Kobe 构造地壳相对较薄的部位存在着较高的应变积累。Zhao 等(2004)用三维模型探讨了理论上三类断层中地壳分层结构对地表形变和应力的影响, 结果表明地壳分层与各项同性地壳结构可导致至少有 20% 的地表形变差异和 15% 的应力差异, 因此当在进行数值模拟时必须考虑地壳纵向分层、横向分块的结构对模拟结果的影响。

Dixon 等(2002)研究了加州 Baja 半岛的断层滑动率受地震轮回和岩石圈流变性的影响, 并对当地新构造活动和地震危险性做出了评估, 模拟结果表明 Agua Blanca 和 San Miguel 断层均在一定程度上受上述两个因素的影响均比较明显, 并导致约 2mm/yr 断层活动率的变化。此外, Dixon 通过计算认为 Agua Blanca 断层目前可能处于地震轮回的晚期阶段, 同时备着每隔百年孕育 6.1 至 7.0 级地震的能力。

Aagaard 等(2001)利用 Andrews 等(1999)提出的拉拽劈节点(TSN)断层处理方法研究了在同质和分层半空间的情况下走滑和逆冲断层的动态断裂过程和由此引起的地震动,

研究表明介质摩擦系数, 剪切模量以及断层的深度对破裂过程有着一定的影响, 且与断裂的速度和传播方向有着直接的联系。

劈节点模型简单地以初始位移的形式将断层近似引入有限单元数值模拟中, 同时通过引入一个载荷向量模拟地震引起的位错。然而, 由于这种模型只是通过模拟断层的位错行为来描述断层的存在, 从本质上来说并没有对客观原本存在的断层进行模拟。因此, 劈节点模型在地学中的应用主要局限于地震同震和震后效应等相关研究。

#### 2.4.3 块体(DDA)模型

块体模型是指将地学问题看成一个多地块相互作用的动力学过程, 各块体本身同时具有滑移和变形的性质, 模型中的断层实质就是块体系统中的地块边界。通过多块体作用体系来近似模拟地学现象可能最早起源于活动亚板块和构造块体相对运动假说, 而这一思想能被成功应用于有限元数值模拟更大程度上归功于美籍华人石根华提出的非连续变形分析方法(Discontinuous Deformation Analysis)。

Liu(1996)基于华北地区的地质构造的断块特征, 用非连续变形方法模拟了该地区的长期形变, 包括无震断层滑动和断层形变。研究发现对一条断层, 由相邻断块内块体旋转引起的断层滑动方向可能与区域构造挤压引起的滑动方向相反, 但由于由构造挤压引起的滑动量级远大于由断块旋转引起的断层滑动, 因此, 断层滑动方向基本与一个地区构造挤压方向一致。

蔡永恩等(1999)用新的 LDDA(Lagrangian Discontinuous Deformation Analysis)方法模拟了唐山断层破裂、错动和应力释放的整个过程。LDDA 采用了 DDA 方法中的接触判断准则, 采用区域分解方法求解出接触面上满足的约束条件边界力, 再以接触力为边界条件求出每个块体内部的位移和应力。研究发现, 唐山地震断层的破裂速度和应力将与断层上的初始剪应力有关, 且唐山发震断层的最大动态、准静态位错和剪应力降均发生在中间部位, 断层破裂的传播速度从震中向东南和西北方向分别为  $3.08\text{km/s}$  和  $1.18\text{km/s}$ 。

白武明等(2003)用 DDA+FEM 模型研究了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, 并探讨了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。研究认为唐山地震的发生引起了华北地区各地块边界断层上的应力状态发生一定程度的变化, 其中通过唐山震区的

张家口-蓬莱北西走向的断裂带及鄂尔多斯地块北部边界断层的主要地带上剪应力增加而法向应力减小,使得这些断裂带的地震危险性增加,这与唐山地震后鄂尔多斯地块北部边界断层发生一系列 6 级强震事实基本相符。

张瑞青等(2005)通过对 1999 年岫岩 5.4 级地震前震及余震分布图像研究和前人对海城地震的研究,提出了海城、岫岩地震发震构造模型,并利用 DDA+FEM 方法模拟了两次地震释放的主应力变化、最大剪应力变化等值线图,地震前后位移变化矢量图,及发震断层滑移随时间的变化。模拟结果分别与相应地震的震源机制、宏观等震线、发震断层的走向性质等基本一致。

陈祖安等(2008)用三维 DDA+FEM 方法以 GPS 资料做位移速率边界和震源机制约束,模拟了 1997 年玛尼 7.9 级大震发生对块体边界断层应力状态的影响。此外,陈祖安等(2009)还研究了 2008 年汶川 8.0 级地震孕震机理。研究发现,龙门山断裂带东西两侧地势、地壳厚度、分层以及物性明显变化对汶川大地震的孕育和发生均起了关键的作用。其中高原地壳物质向东水平运动,受到龙门山断裂带东侧介质刚性较大的四川盆地阻挡,使得汶川大地震发震断层在大震前已积累了相当水平的应变能,处于不稳定状态。

块体模型将刚体位移和块体变形采用统一的有限元格式求解,所有块体不仅允许自身有位移和变形,而且允许块体间有滑动、转动、张开等运动形式,能够得到块体系统的大位移和大变形解。块体模型结合有限元法和离散元法的优点,能够较好的反映出块体的运动趋势,因此在地学中取得了广泛应用。然而,在块体模型中,对断层的模拟实质是作为次级块体的边界带,故在二维和三维模型中,大多数断层往往被简化为直立断层,同时,也无法考虑块体内部断层存在和分布对模拟结果的影响。

#### 2.4.4 接触单元模型

接触模型主要是通过由特殊单元(零厚度的接触单元)组成的一对接触面来模拟断层的非连续变形特征。其实质是将断层视为不同地质体之间所接触的部分,断层的活动则通过不同地质体间的接触滑动来模拟。通过零厚度的单元来模拟非连续面的行为的思想最早由 Goodman 等 1968 年提出,后经过 Hallquist(1994)、Cescotto(1992)、Peric(1992)等多人陆续调整修改形成了一套较完善的接触理论,并被广泛应用于岩土工程、建筑等各个领域,后在地学中也得到了越来越多的应用。

接触模型中有限元分析过程比较复杂,有限元方程组无法通过一次求解而实现,而须采取增量求解法,对于每个增量步须使用试探—校核的迭代方法进行求解。即首先根据前一步结果和本步给定的载荷条件,通过接触条件的检查和搜寻,设定此步第一次迭代求解时的接触面的区域和状态,然后再根据上述接触面区域及状态的假设,对于接触面上的每一点,将接触界面约束条件改为等式约束作为定解条件引入方程组并进行方程的求解,最后利用接触面上于等式约束对应的不等式约束条件作为校核条件对解的结果进行检查。如果两者相符则转入下一增量步计算,如两者不相符合则重新进行搜寻及迭代求解,直至满足校核条件而转入下一增量步计算。

Tom Parsons(2002)最早利用含有接触面单元的三维粘弹性模型模拟了1906年旧金山7.8级地震后圣安地列斯断裂带的应力恢复过程,模型中的间断面代表旧金山断裂带上三条的走滑断裂。断层面通过零厚度接触面单元来模拟,接触单元焊接在周围粘弹性单元的表面上,断层可发生形变且遵循库伦摩擦准则。此外 Parsons 等(2006)还利用含地表高程,不同厚度地壳层和蠕滑断层的复杂三维模型并结合 GPS 观测资料研究了加利福尼亚地区的构造应力情况,研究发现部分地壳运动并非板块构造所驱动,而是由于地形下降所导致,Garlock 地震并非由于高构造应力导致,而是与圣安地列斯断层的滑动引起的。

Masterlark(2003)以1985年墨西哥 Jalisco-Colima 的 Mw8.0 俯冲带地震为例,结合 GPS 观测资料,通过对比位错模型解析解与三维有限元数值计算结果,研究了位错模型中均匀各项同性半空间泊松体(HIPSHS)中的每一种假设对地形变的影响。研究表明,各假设对地形变模拟影响敏感度由低到高分别为半空间、泊松体、弹性各向同性和同质体,且除半空间外,各假设所导致的敏感度大小远大于 GPS 数据的不确定度。

Ellis 等(2006)用含有摩擦机制的断层面模拟了新西兰阿尔卑斯断裂带的弹性和非弹性应变积累,地壳体中断层滑动机制和介质行为由岩石实验和地球物理测量所确定。研究认为,发生地震的粘滑断层之下存在着一个蠕动延展带,且控制着地面水平位移,所模拟得到的地面水平速度场与 GPS 观测结果取得了很好的一致性。

Ganas 等(2009)模拟了万年尺度下希腊 Hellenic Arc 地区地形变、强地震活动性以及 Crete 地区隆起的机理,模型表面由 GPS 地面水平位移约束,研究表明 Aegean 地形变、Crete 隆起主要由一个每年 33mm 快速移动的上冲板块与一个相对静止(大概 5mm 每年)下俯冲板块导致的,因此, Hellenic Arc 的构造更接近于是陆地俯冲板块。

王凯英(2009)以青藏高原北部地区几次强震为例研究了介质非连续的断—块构造模

型中地震永久位移造成的区域断层静库仑应力变化。研究表明,在断块构造模型中,走滑型为主的地震位错引起的区域断层库仑应力变化在地震破裂面以外随距离衰减很快,影响范围仅为几十公里,和余震分布尺度相当;对青藏高原北部的多次地震的模拟结果显示,先前地震的断层位移在后续地震断层面所造成的库仑应力甚微,预示了远距离地震之间的静应力触发效应不明显。

接触模型通过引入一种特殊的零厚度单元来进行模拟断层存在,断层被近似为由接触单元对所组成的接触面。这种模型最大的优点在于可以充分考虑断层面的摩擦机制对模拟结果的影响。不足之处在于接触模型的计算分析过程十分复杂,而且接触刚度的选取困难。为避免接触面互相穿透而影响计算精度,应选取较大的接触刚度,然而太大的接触刚度会产生计算收敛困难,接触表面互相跳开等;此外,接触模型也没有考虑断层带介质参数及断层内填充物(断层泥)对模拟结果的影响。

## 2.5 小结

本章简要介绍了有限元数值方法的概念、基本理论以及特点,有限元分析的基本方程、弹性固体力学基础,以及求解问题的大致过程。最后概述了近 30 年来国内外学者用有限单元法研究地学问题时就具有非连续性的断层所采用的几大主流处理方法,并扼要叙述了在各个断层模型基础上展开的地震学和断层动力学方面的研究。

总体来讲,有限单元法关于断层的处理主要有两大分流:①20 世纪 80 年代以王仁等人为代表提出的连续介质弱化带模型,主要通过改变断层带物性特征或其介质参数来得到断层带易变形的特征。这种方法在一定程度上是科学的,因为它考虑到了断层带介质与周围岩体性质的差异性,改变本构方程或介质参数,使其在一定程度上更容易发生变形来近似模拟断层带附近易变形的特征;②20 世纪 60 年代以来针对处理断层非连续特点所提出的非连续介质间断面模型。主要代表有 1968 年 Goodman 等人提出节理单元、1981 年 Melosh 提出的劈节点处理方法、1988 年石根华提出的非连续变形分析方法、接触单元模型。这些模型的共同点均是将断层处理为非连续间断面,其与弱化带法相比最直接的优点在于能够更好的模拟出断层两侧区域存在的速度和位移场的跃变性以及断层受到摩擦滑动机制,可相对更真实的表现客观断层活动特点,然而,却很难体现出断层带内介质断层泥等对断层滑动的影响特征等。以上断层处理方法在地学问题模拟分析中得到了广泛的应用,在对断层进行处理时,每一类模拟方法也均存在着它自身的优势和

局限性。

鉴于本文主要研究小区域尺度下(断层周围几公里范围内),特定区域构造背景作用下断层两侧的摩擦性质滑动,因此对断层处理采用了本章中提到的接触模型来模拟地质构造中的断层。

### 第三章 首都圈地区跨断层水准测量监测能力的初步评价

#### 3.1 引言

首都圈是我国新构造运动比较强烈的地区,作为政治、经济和文化的中心,一直被列入地震重点监视防御区,历史上曾发生过多次破坏性强震,如 1679 年三河—平谷 8.0 级地震,1976 年唐山 7.8 级地震,1998 年张北 6.2 级地震等。

首都圈地区部分中强地震发生前,距震中一定范围内的跨断层形变观测出现比较显著的异常变化,如 1976 年唐山 7.8 级地震前距震中 230 km 的张家台出现了斜交基线异常;1989 年大同阳高 6.1 级地震前首都圈的狼山、大灰厂、紫荆关出现了比较明显的水准异常。然而震例研究表明在局部应力场的应力作用下,同一构造块体不同断层上的跨断层测点对同一地震的映震能力存在较大差异。究竟是什么原因导致了这种预测效能的差异性?这一问题的研究一方面有利于对区域跨断层形变监测能力进行评价,另一方面有利于为未来布设新的跨断层观测点提供必要的参考依据。

本章以首都圈地区布设在不同断层上的 24 处跨断层水准观测为研究对象,建立了地壳分层结构、含不同倾角断层的三维有限元模型,模拟计算了断层倾角和走向对跨断层水准观测结果的影响,并结合跨断层水准测量资料、震例研究及 R 值预测评分,对首都圈地区跨断层水准测量监测能力进行了初步评价。

#### 3.2 首都圈地区跨断层测点概况

首都圈地区跨断层形变观测始于 1967 年,到 20 世纪 70 年代断层测点有所增加,最多时达 94 处。后经优化调整,截止到 2009 年 6 月,首都圈在测的跨断层形变测点尚有 43 处,其中基线测点 10 处,流动水准测点 25 处,定点水准台 7 处。所有资料测量周期不同,基线、水准测量每月观测 1 次,水准定点台站每日观测 1 次,短边测距每年观测 1 次。

本章选取观测时间长、连续性好的 24 处流动水准测点为研究对象对首都圈地区跨断层水准监测能力进行初步研究。图 3.1 为首都圈跨断层水准观测点、活动构造及 GPS 水平位移矢量分布,表 3.1 为首都圈跨断层水准测点与所在断层产状统计结果。由图 3.1 可看出,大多数水准测点分布在首都圈西部的 NNE 向和 NE 向断裂带上,如南口山前断裂、八宝山断裂、黄庄—高丽营断裂、方家冲—狼山断裂、北石城断裂等;也有部分测点分

布在北西向断裂带上,如南口—孙河断裂,施庄村断裂、涑水高碑店断裂;而对于首都圈东部活动性较强的夏垫断裂带和唐—滦断裂带上所布设的跨断层位移测点相对较少。由表 3.1 可见,首都圈地区 24 处水准观测监测的断层其倾角主要集中在  $30^{\circ} \sim 70^{\circ}$ , 仅北石城测点所在的北石城断裂相对为低倾角断层,其倾角为  $25^{\circ}$ , 墙子路测点所在墙子路断层为近乎直立断层,其倾角  $87^{\circ}$ 。上述测点主要用以监测首都圈地区 NNE 向、NE 向、EW 向及 NW 向断裂的活动状况,为地震预测提供必要信息。从首都圈地区 GPS 观测结果看,该地区地面水平位移方向以 SE 向为主,与这一地区大部分断裂走向呈大致垂直或平行。根据首都圈地区地面水平位移方向与断层分布关系,以及便于从更为直观的 GPS 观测结果了解断层上下盘垂直差异性活动规律,在本章有限单元模拟计算中,采用了位移边界条件。

表 3.1 首都圈水准测点与所在断裂产状统计

| 序号 | 观测点<br>名 | 监测断层名称   | 断层产状 |              | 备注 |
|----|----------|----------|------|--------------|----|
|    |          |          | 断层走向 | 断层倾角         |    |
| 1  | 德胜口      | 南口山前断裂   | 北东向  | $45^{\circ}$ |    |
| 2  | 小水峪      | 安营堡断裂    | 北东向  | $47^{\circ}$ |    |
| 3  | 古北口      | 古北口断裂    | 东西向  | $48^{\circ}$ |    |
| 4  | 上万       | 辛开口断裂    | 北北东向 | $49^{\circ}$ |    |
| 5  | 燕家台      | 沿河城断裂    | 北东向  | $57^{\circ}$ |    |
| 6  | 紫荆关      | 上陈驿断裂    | 北北东向 | $60^{\circ}$ |    |
| 7  | 张山营      | 大西山断裂    | 北北东向 | $60^{\circ}$ |    |
| 8  | 张家台      | 程各庄断裂    | 北北东向 | $60^{\circ}$ |    |
| 9  | 大灰厂      | 八宝山断裂    | 北北东向 | $60^{\circ}$ |    |
| 10 | 八宝山      | 八宝山断裂    | 北东向  | $60^{\circ}$ |    |
| 11 | 北石城      | 北石城断裂    | 北北东向 | $25^{\circ}$ |    |
| 12 | 桃山       | 高丽营断裂    | 北北东向 | $70^{\circ}$ |    |
| 13 | 沿河城      | 沿河城断裂    | 北东向  | $70^{\circ}$ |    |
| 14 | 狼山       | 方家冲—狼山断裂 | 北北东向 | $74^{\circ}$ |    |
| 15 | 镇罗营      | 上营断裂     | 北北东向 | $80^{\circ}$ |    |

|    |     |          |      |     |      |
|----|-----|----------|------|-----|------|
| 16 | 密云  | 二甲峪断裂    | 北北东向 | —   | 倾角不详 |
| 17 | 南口  | 南口山前断裂   | 北西向  | 40° |      |
| 18 | 土木  | 孔筒—大石河断裂 | 北西向  | 55° |      |
| 19 | 宁河  | 宁河断裂     | 东西向  | 60° |      |
| 20 | 南孟  | 牛驼凸起南侧断裂 | 东西向  | 65° |      |
| 21 | 百善  | 南口—孙河断裂  | 北西向  | 70° |      |
| 22 | 施庄村 | 施庄村断裂    | 北西向  | 75° |      |
| 23 | 墙子路 | 墙子路断裂    | 东西向  | 87° |      |
| 24 | 涞水  | 涞水—高碑店断裂 | 北西向  | —   | 倾角不详 |

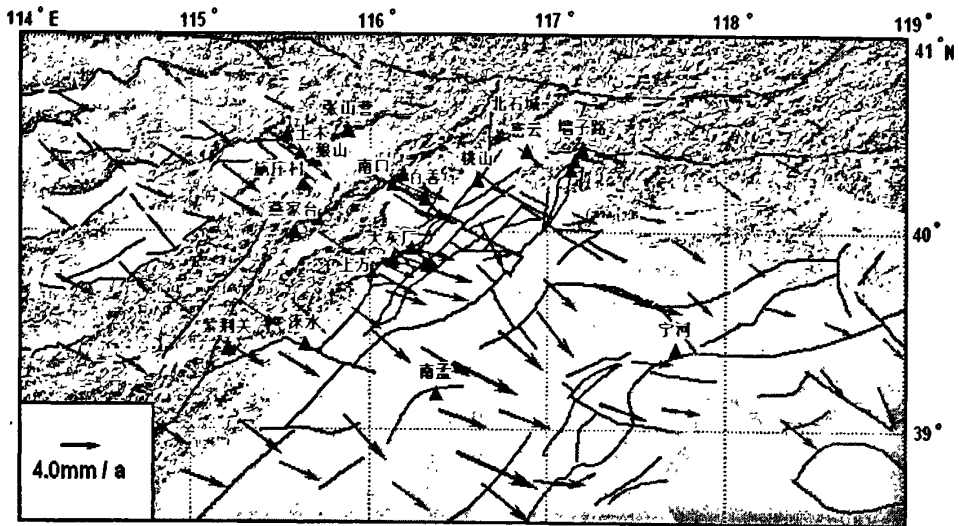


图 3.1 首都圈跨断层水准观测点、主要断裂及 GPS 水平位移矢量分布(相对于欧亚板块)

### 3.3 模型建立

通过考察首都圈地区同一时期不同断层测点的观测数据表明,诸测点观测到的数据变化形态存在较大的差异,导致测点数据变化形态不同的原因可能在于不同断层所处的断层受力状态以及断层产状的不同。本章从断层本身性质,即倾角和走向模拟计算在区域应力场应力增强情况下,这两个要素对跨断层水准监测能力的影响。

(1) 通过模拟区域应力场应力增强,改变断层的倾角,计算跨断层测点观测值随倾角变化的趋势及变化幅度,以期得到断层倾角在多大范围变化时,断层两侧差异性运动所显露的信息最充分,既断层水准监测能力最强,对区域应力场应力增强变化的灵敏度最高。

(2) 在研究同一区域不同断层走向对跨断层垂直形变观测结果的影响时, 为了简化计算, 可将此类问题近似转化为固定断层走向而改变边界作用方向, 进而模拟出地面水平位移方向与断层走向的不同夹角对跨断层垂直形变观测结果的影响。

本章根据华北地区实际地壳介质分层特征(陈连旺等, 2001, 刘峡等, 2006, 陆远忠, 2007), 建立了纵向分层的三维有限单元模型。所建有限单元模型几何区域范围为 120 km × 60 km, 其中东西方向 120 km, 南北方向 60 km, 在纵向上分为 3 层, 分别对应上地壳、中地壳和下地壳, 具体物性参数见表 3.2。

表 3.2 模型介质分区及其物性参数

| 介质分层结构  | 深度/km | 弹性模量 / Pa             | 泊松比  | 密度 / kg · m <sup>-3</sup> | 摩擦系数 |
|---------|-------|-----------------------|------|---------------------------|------|
| 上地壳断裂带  | 0~10  | $7.7 \times 10^{10}$  | 0.25 | 2650                      | 0.65 |
| 上地壳其他区域 | 0~10  | $7.7 \times 10^{10}$  | 0.25 | 2650                      | —    |
| 中地壳全部区域 | 10~20 | $9.5 \times 10^{10}$  | 0.25 | 2750                      | —    |
| 下地壳全部区域 | 20~30 | $1.21 \times 10^{11}$ | 0.25 | 2800                      | —    |

模型中断层深度为 10 km, 存在于上地壳内, 断层上下盘之间摩擦系数  $\mu$  为 0.65, 计算时断层倾角为  $15^\circ \sim 165^\circ$  (当倾角大于  $90^\circ$  时断层面由东倾变西倾)。跨断层水准测点分别布设在断层上下盘两侧, 上盘测点为 A, 下盘测点为 B, 测线长度为 160 m, A-B 测线垂直于断层走向(图 3.2a)。

鉴于本章重点研究断层附近的地壳变形, 采用了有限单元中接触单元法来处理断层, 并在划分网格时对断层附近的网格进行了加密细化处理。根据上述的三维地质构造模型, 建立了比较精细的三维有限单元模型(断层倾角为  $60^\circ$ ) (结果见图 3.2b)。其中模型节点数为 32384, 单元数为 18785。建模中考虑了重力对断层滑动的影响。

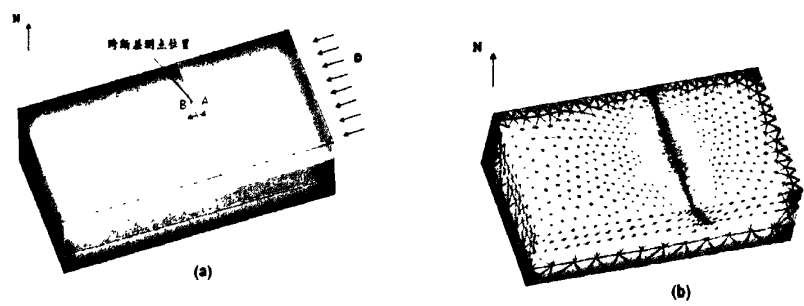


图 3.2 (a) 有限单元构造模型及位移边界作用 (b) 三维有限单元网格模型

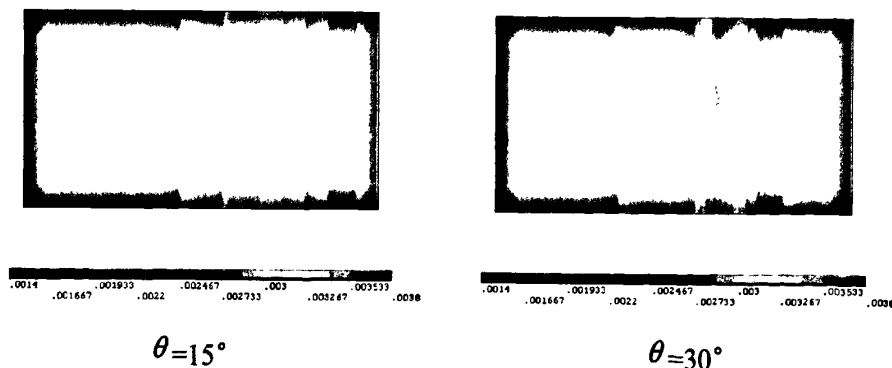
本章根据研究目的不同,设计了两种不同的边界作用方式:(1)当研究倾角对跨断层水准监测能力影响时,对模型东侧边界分别施加了两次 20mm 的位移作用,加载方向与断层走向保持垂直。其中,前 20mm 的位移边界相当于一个背景场的加载,后 20mm 的边界作用力相当于在背景场作用上模拟区域应力场应力增强,通过计算两次断层水准值之差得到区域应力场增强时跨断层水准的变化幅度,以  $5^\circ$  为递增量,计算得到断层倾角在  $15^\circ \sim 165^\circ$  时所对应的跨断层测点水准的变化情况。在整个计算过程中,模型底部边界在纵向上固定以保持模型在重力作用下的平衡,而西侧、南侧和北侧边界则赋以小量位移以对其进行约束,上部为自由表面。(2)当研究断层走向对跨断层水准影响时,在模型东侧边界同样施加了 20mm 的位移边界作用,但位移加载方向发生改变,使其方向与断层走向夹角  $\phi$  从  $0^\circ$  递增至  $90^\circ$ ,计算不同地面水平位移方向与断层走向夹角  $\phi$  下跨断层水准的变化,并以此来近似模拟同一构造块体不同走向断层在同一背景场下跨断层水准的观测效果。

### 3.4 模拟计算结果

#### 3.4.1 断层倾角对跨断层水准变化的影响

##### (1) 地面垂直形变场

图 3.3 为断层倾角对地面垂直形变场的影响。从模拟结果可以看出:(1)当区域作用场增强时,整个地表均上会发生一定的垂向位移。其中,整个地表以断层两侧的垂向位移差异性运动最大。因此,通过跨断层水准测量来监测区域应力场变化不失为一种有效的手段。(2)对于相同的区域作用力场变化,不同倾角的跨断层水准变化情况明显不同。特别地,当断层倾角为  $90^\circ$  度时,跨断层两侧的垂直向差异性运动消失,即失去对区域作用场变化的信息显露能力。(3)不同倾角的断层,断层上盘垂向位移幅度(形变情况)总大于断层下盘的垂向位移,相对而言,断层下盘的垂向位移变化幅度很小。



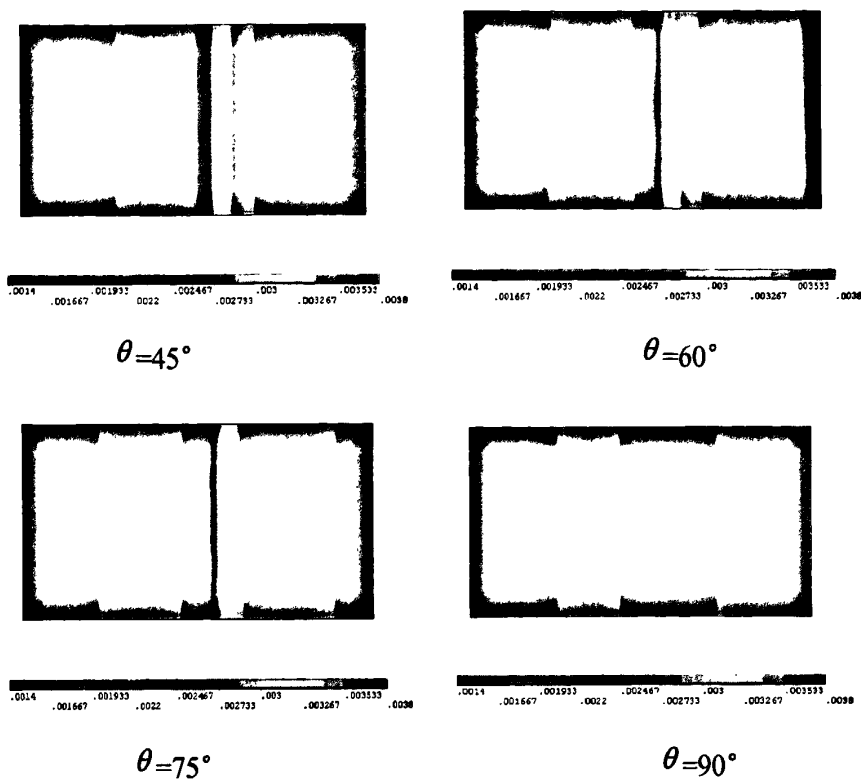


图 3.3 地表垂直形变场( $\theta$ 为倾角, 分别取 15, 30, 45, 60, 75, 90)

(2) 倾角对跨断层水准变化的影响

图 3.4 为模型边界位移垂直于断层走向时, 计算得出的断层两侧 A、B 两测点间相对垂直变形值( $\Delta L$ )随断层倾角变化曲线。从图 3 可看出, 断层倾角对跨断层水准观测结果影响较大。当断层倾角在 15° 到 165° 变化时, 反映断层两侧 A、B 两测点间垂直方向差异性运动的  $\Delta L$  大致呈现正弦曲线形态变化。当断层倾角介于 40° ~60° 时, 跨断层水准变化幅度较大, 这可能意味着, 断层倾角 40° ~60° 时, 断层上下盘垂直差异性运动对区域应力场应力增强的响应最显著, 在这类断层上施测的跨断层水准观测在区域应力场应力增强过程中, 相对其他倾角的断层更有可能观测到相关信息; 而当倾角小于 20° 或大于 80° 的断层, 其跨断层水准变化幅度较小, 特别当断层倾角接近垂直时, 水准测点的观测效果最差, 相关信息的可能相对较少。当断层倾角大于 90° 时, 表示断层倾向改变。图 3 也表明同一块体内倾角相同而倾向不同的断层的水准变化特征基本一致。

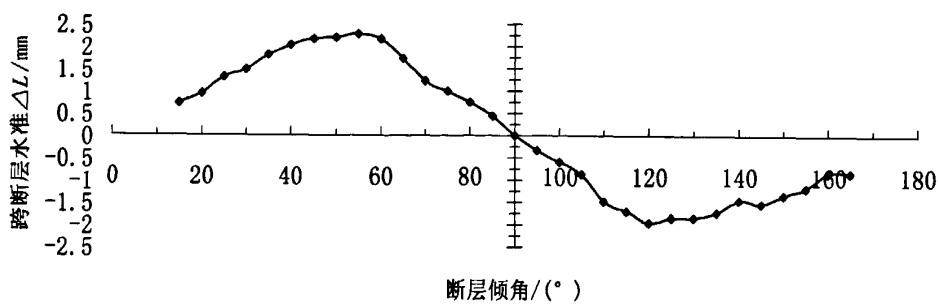
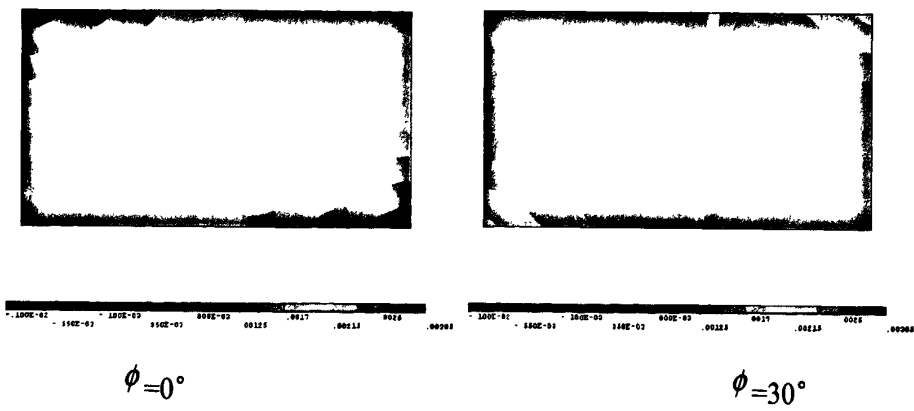


图 3.4 跨断层测点水准随断层倾角的变化

3.4.2 断层走向对跨断层水准变化的影响

(1) 地表垂直形变场

图 3.5 为断层走向对地表垂直形变场的影响。可以看出：(1)区域形变场作用方向和断层走向的夹角对地表垂直形变影响很大。特别地，当区域形变场方向与断层走向方向一致或平行时，地表垂直形变趋近于零，当其夹角增大时，地表垂直形变幅度增大，同时断层的垂向差异性运动开始变得显著。(2)对于同一区域相同倾角不同走向的断层，其跨断层水准变化幅度有着较大的差异性。当区域作用场方向与断层走向垂直时，断层两侧的差异性运动最明显，跨断层水准形变幅度最大；而当区域形变场方向与断层走向一致时，断层两侧的垂向位移基本相同，跨断层水准变化幅度接近于零，即失去对区域作用场变化的信息显露能力。(3)区域作用力场方向调整，跨断层水准幅度也会发生改变—当改变后方向与断层走向接近垂直时，跨断层水准形变幅度增大。一般而言，断层上盘垂向位移幅度大于下盘的垂向位移，但当区域形变场方向与走向近乎垂直时，断层的上下盘形变情况逐渐接近。



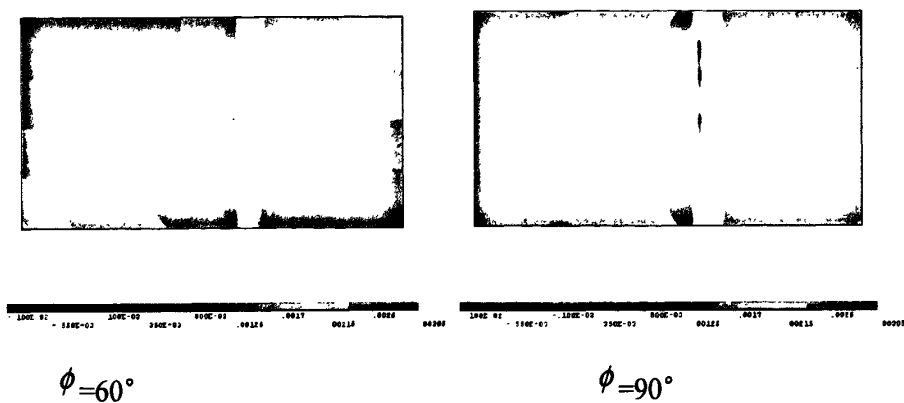


图 3.5 地表垂直形变场( $\phi$  为相对走向, 分别取 15, 30, 45, 60, 75, 90)

(2) 走向对跨断层水准变化的影响

图 3.6 为断层上下盘两测点(A、B)垂直形变随断层走向变化曲线。由图 3.6 可看出, 断层走向对跨断层水准观测结果有着较大的影响。跨断层水准观测值随着断层走向与地面水平运动方向夹角的增大而增大。断层走向与地面水平运动方向越接近垂直, 跨断层水准观测值变化幅度就越大, 意味着在此种情况下, 跨断层垂直水准观测可能最大限度地反映区域应力场应力作用, 在这类断层上施测的跨断层水准监测手段接收与地震孕育有关信息的可能性相对更大; 断层走向与地面水平运动方向越接近平行, 跨断层水准观测值变化接近 0, 显示出断层走向与地面运动方向一致时, 跨断层垂直水准对区域应力场应力作用增强反映相对较为迟钝, 信息展露能力不足, 观测效果较差。

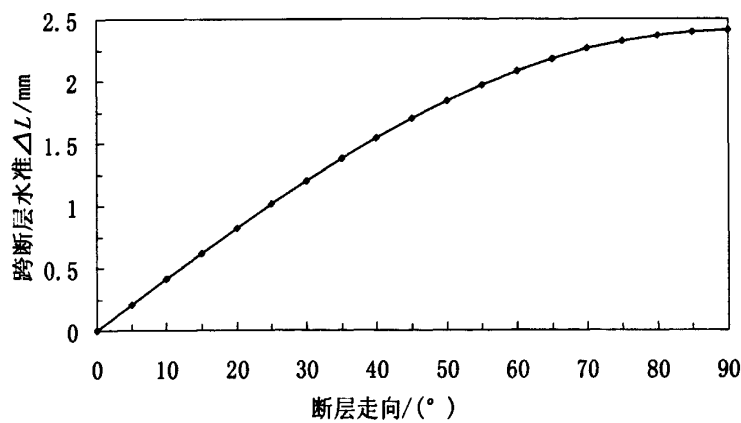


图 3.6 跨断层测点水准随断层走向的变化

3.4.3 跨断层水准监测效能的理论分级

根据以上数值模拟计算结果,笔者将首都圈跨断层水准测点监测能力依据其信息显露程度初步分为 A、B、C 三个等级,其中 A 级为跨断层水准监测能力最好的测点, B 级为监测能力次之的测点, C 为水准监测能力最差的点。当断层倾角介于  $40^{\circ} \sim 60^{\circ}$  之间时,跨断层测点水准变化最显著,观测效果最好,属于 A 级测点;当倾角介于  $20^{\circ} \sim 40^{\circ}$  或  $60^{\circ} \sim 80^{\circ}$  时,跨断层测点水准变化相对显著,属于 B 级测点;当倾角小于  $20^{\circ}$  或大于  $80^{\circ}$  时,区域作用力场增强对跨断层水准形变影响很小,故其测点水准信息显露能力较差,属于 C 级测点;对于不同走向的断层,根据地面水平运动方向与断层交角的不同,将跨断层测点水准变化幅值低于最大幅度  $1/2$  相对应走向的断层的水准测点,因其观测结果对边界作用增强反映能力相对较低,因而将其归类于 C 级测点。表 3.3 为根据以上准则对首都圈 24 个水准测点等级划分的结果。从表 3.3 看出,首都圈地区 24 个跨断层水准测点中,德胜口、小水峪、古北口、上万、燕家台、紫荆关、张山营、张家台、大灰厂、八宝山等跨断层水准测点理论上讲具有较好的地震监测能力;镇罗营、密云、南口、土木、宁河、南孟、百善、施庄村、墙子路、涞水等测点地震监测能力相对较低。

表 3.3 首都圈地区 24 个跨断层水准测点监测能力的理论分级结果

|      | A 级测点                                              | B 级测点                | C 级测点                                          |
|------|----------------------------------------------------|----------------------|------------------------------------------------|
| 水准测点 | 德胜口、小水峪、古北口、<br>上万、燕家台、紫荆关、<br>张山营、张家台、大灰厂、<br>八宝山 | 北石城、桃山<br><br>沿河城、狼山 | 镇罗营、密云、南口、土木宁河<br><br>南孟、百善、施庄村、墙子路、<br><br>涞水 |

3.5 首都圈跨断层水准监测能力初步评价

3.5.1 模拟结果与实际震例的对比

自 1981 年以来,华北地区发生过多次 5.0 级以上的中强地震,根据文献《华北地区强地震中短期前兆特征与预测方法研究》(2005),在首都圈及其临近地区震前跨断层水准观测存在较明显中短期前兆异常的地震有以下 6 次,即 1981 年 8 月 13 日丰镇 5.5 级地震、

1981 年 11 月 9 日隆尧 5.8 级地震、1989 年 10 月 19 日大同-阳高 6.1 级地震、1998 年 1 月 10 日张北-尚义 6.2 级地震、1999 年 11 月 1 日大同 5.6 级地震。

鉴于首都圈跨断层水准观测网多数测点是在 1982~1984 年建立，因而本章选取了 1984~2002 年首都圈地区震级大于 5.5 级的 4 次地震作为对跨断层水准监测能力进行评估的震例。所选取地震分别是：1989 年 10 月 19 日大同一阳高 6.1 地震、1991 年 3 月 26 日大同 5.8 级地震、1998 年 1 月 10 日张北-尚义 6.2 级地震和 1999 年 11 月 1 日大同 5.6 级地震。图 3.7 为首都圈地区跨断层水准测点及震例震中分布。

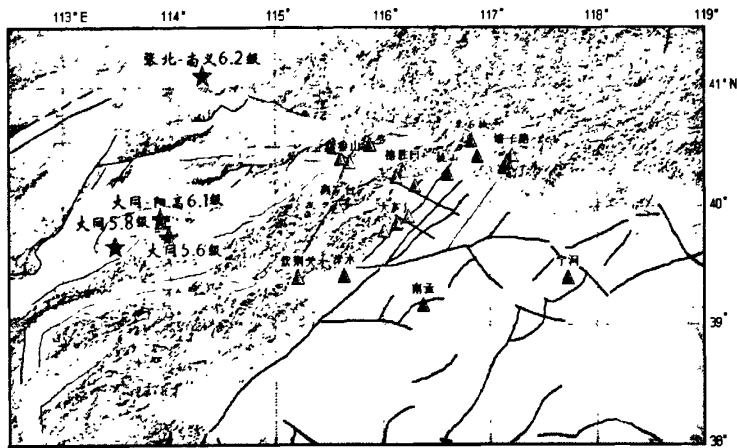


图 3.7 首都圈地区跨断层水准测点及震例震中分布

根据《中国震例(1989-1999 年)》，在 1989 年 10 月 19 日大同一阳高 6.1 级地震、1991 年 3 月 26 日大同 5.8 级地震、1998 年 1 月 10 日张北-尚义 6.2 级地震和 1999 年 11 月 1 日大同 5.6 级地震前，首都圈跨断层水准部分测点出现幅度显著的异常变化，图 6 为首都圈地区跨断层水准部分测点的异常变化曲线。

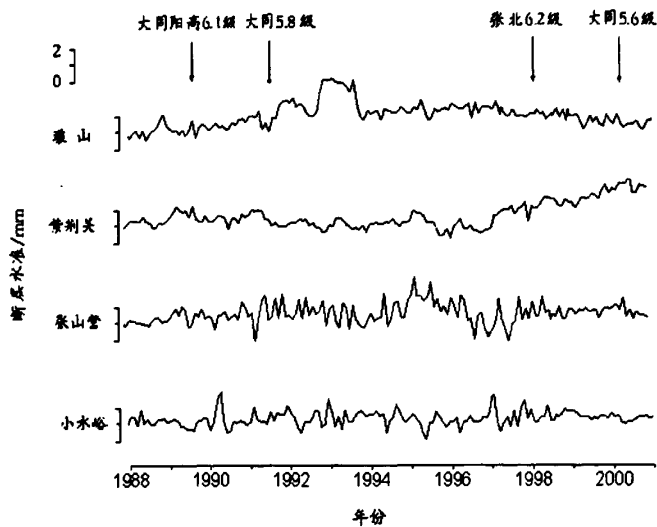


图 3.8 首都圈地区跨断层水准测点部分测点异常变化曲线

表 3.4 为根据震例总结将上述 4 次地震震前的异常变化及其相关特征所做的统计结果。从表 3.4 可看出, 1989 年 10 月 19 日大同—阳高 6.1 地震、1991 年 3 月 26 日大同 5.8 级地震、1998 年 1 月 10 日张北-尚义 6.2 级地震和 1999 年 11 月 1 日大同 5.6 级地震 4 次地震震前, 紫荆关、大灰厂、张山营、小水峪、南口、狼山、密云等跨断层水准测点均表现出较好的映震能力。经过数据处理表明, 这些测点观测到异常幅度不同、持续时间不同的前兆异常。其中, 紫荆关、张山营、小水峪、狼山、南口等测点所在断层的倾角为  $40^{\circ} \sim 80^{\circ}$  之间变化, 根据数值模拟结果, 这些测点应属信息显著的 A、B 级测点, 震例实际异常变化与理论计算结果较为一致; 而对于个别倾角大于  $80^{\circ}$  的跨断层镇罗营、墙子路测点, 或断层走向与地面水平运动方向接近平行的百善、施庄村、涑水、桃山、宁河、土木等测点, 其跨断层水准在 4 次强地震前均没有表现出明显异常, 说明这些测点对区域作用场变化信息展露能力相对不足, 这个结论与数值模拟计算得出的结果较为一致。首都圈地区 1989 年以来的部分地震震例在一定程度上印证了数字模拟对首都圈地区跨断层水准测点之监测能力等级划分结果的合理性。

表 3.4 首都圈地区部分地震震前跨断层水准测量异常变化统计

| 对应地震                                | 震前异常起 |      |       |                              |                     |         |
|-------------------------------------|-------|------|-------|------------------------------|---------------------|---------|
|                                     | 测点    | 观测项目 | 分析方法  | 异常判据及观测误差                    | 止时间<br>(年-月~年-月)    | 最大幅度    |
| 1989 年 10 月 19 日<br>大同阳高<br>6.1 级地震 | 紫荆关   | 流动水准 | 月均值图  | 3 倍中误差 $\sigma = 0.18$<br>mm | 1988-01~<br>1989-10 | 1.26mm  |
|                                     | 狼山    | 流动水准 | 月均值图  | 3 倍中误差 $\sigma = 0.69$<br>mm | 1988-01~            | -1.26mm |
|                                     | 大灰厂   | 水准   | 月均值图  | 3 倍中误差 $\sigma = 0.57$<br>mm | 1989-05~<br>1989-13 | 1.65mm  |
|                                     | 南口    | 水准   | 观测值曲线 | 相对变化幅度增大                     | 1988-08~<br>1988-12 | 8 mm    |

|                                      |     |      |       |                   |                              |                |
|--------------------------------------|-----|------|-------|-------------------|------------------------------|----------------|
|                                      | 南孟  | 流动水准 | 观测值曲线 | 相对变化幅度增大          | 1988-09~<br>1988-10          | 2 mm           |
| 1991 年 3<br>月 26 日<br>大同 5.8 级<br>地震 | 狼 山 | 流动水准 | 月均值   | 相对变化幅度增大          | 1990-01~<br>1991-04          | 2mm            |
|                                      | 张山营 | 流动水准 | 月均值   | 相对变化幅度增大          | 1990-07~<br>1991-03          | 1mm            |
|                                      | 小水峪 | 流动水准 | 观测值曲线 | 相对变化幅度增大          | 1994-12~<br>1997-10          | 2.0mm          |
| 1998 年 1<br>月 10 日<br>张北 6.2 级<br>地震 | 狼山  | 流动水准 | 观测值曲线 | 相对变化幅度增大          | 1994-7~<br>1995-5~<br>1997-7 | 2.5mm<br>1.5mm |
|                                      | 沿河城 | 流动水准 | 观测值曲线 | 相对变化幅度增大          | 1997-07~<br>1998-1           | 1.5mm          |
|                                      | 南口  | 流动水准 | 观测值曲线 | 相对变化幅度增大          | 1994-07~                     | 6.0mm          |
|                                      | 密云  | 流动水准 | 观测值曲线 | 相对变化幅度增大          | 1994-08~                     | 1.5mm          |
| 1999 年 11<br>月 1 日<br>大同 5.6 级<br>地震 | 紫荆关 | 流动水准 | 高差曲线  | 相对变化幅度减小          | 1998-04~                     | 1.8mm          |
|                                      | 大灰厂 | 流动水准 | 观测值曲线 | 断层由压性反扭转为<br>压性顺扭 | 1997~                        | 7.8mm          |

3.5.2 模拟结果与 R 值评分结果的对比

许绍燮先生(1989)提出了用 R 值作为震兆信度的鉴定标准(R 值为扣除了随机概率的预报成功率), R 值计算公式为

$$R=[n_1^1/(n_1^1+n_1^0)]-t/T$$

式中,  $n_1^1/(n_1^1+n_1^0)$  为有震报准确率;  $n_1^1$  为有震报对的次数;  $n_1^0$  为无震报对次数;  $t/T$  为预报占时率, 其中  $t$  为预报占用时间,  $T$  预报研究的时间。

焦青等(2008)利用 R 值震兆信度的指标, 根据首都圈地区 25 个跨断层形变测点多年观测资料以及 1970 年以来首都圈地区 26 次  $M_s \geq 5.0$  地震(去除余震)震前各测点的异常变

化, 计算得到了首都圈各跨断层形变监测点的 R 值评分值。为利用跨断层位移流动测点资料预测未来发生地震的危险性提供了一个参考和定量的依据。

将焦青等(2008)计算得到的 R 值评分结果与本章理论计算结果进行对比(表 3.5), 发现两者之间存在着较好的一致性。例如理论评定为 A 级的上万、燕家台、小水峪、大灰厂、八宝山、小水峪水准测点 R 值评分相对较高, 其中小水峪 0.36、燕家台 0.35, 大灰厂 0.33、八宝山 0.39; 属于 B 级的北石城、狼山、桃山等测点, 其 R 值评分均在 0.25 以上, 也展示出较好的监测能力; 对于 C 级镇罗营、墙子路、南口、土木、施庄村水准测点, 其绝大多数 R 值评分结果均小于 0.25, 甚至低于 0.2, 表现出相对较差的映震效能。注意到个别测点如宁河、南孟、南口, 虽然其测点所监测断层倾角介于  $30^{\circ} \sim 70^{\circ}$  之间, 但其断层走向与地面水平运动方向近乎平行, 计算得到的 R 值评分很低。这与数值模拟得到的相对走向模拟结果是符合的。故当断层走向与地面水平运动方向越接近垂直, 其跨断层水准测量越容易有效的捕捉断层活动的异常现象。而当区域总体形变速度方向与断层走向近乎平行时, 跨断层水准映震效能降低。此外, 对于极个别与 R 值评分不符合的分级测点不一致性的原因可能是由于测点布设位置复杂或特殊的地质条件等其他因素有关。

表 3.5 数值模拟结果与 R 值评分对比

| 观测点名 | 监测断层名称 | 断层倾角 | 相对走向* | 理论等级 | R 值评分 | 是否支持 |
|------|--------|------|-------|------|-------|------|
| 德胜口  | 南口山前断裂 | 45   | (+)   | A    | 0.25  | √    |
| 小水峪  | 安营堡断裂  | 47   | (+)   | A    | 0.36  | √    |
| 古北口  | 古北口断裂  | 48   | (+)   | A    | 0.28  | √    |
| 上万   | 辛开口断裂  | 49   | (+)   | A    | 0.33  | √    |
| 燕家台  | 沿河城断裂  | 57   | (+)   | A    | 0.35  | √    |
| 紫荆关  | 上陈驿断裂  | 60   | (+)   | A    | 0.18  | ×    |
| 张山营  | 大西山断裂  | 60   | (+)   | A    | 0.26  | √    |
| 张家台  | 程各庄断裂  | 60   | (+)   | A    | 0.16  | ×    |
| 大灰厂  | 八宝山断裂  | 60   | (+)   | A    | 0.33  | √    |
| 八宝山  | 八宝山断裂  | 60   | (+)   | A    | 0.39  | √    |

|     |          |    |     |   |      |   |
|-----|----------|----|-----|---|------|---|
| 北石城 | 北石城断裂    | 25 | (+) | B | 0.46 | √ |
| 桃山  | 高丽营断裂    | 70 | (+) | B | 0.41 | √ |
| 沿河城 | 沿河城断裂    | 70 | (+) | B | 0.23 | × |
| 狼山  | 方家冲—狼山断裂 | 74 | (+) | B | 0.37 | √ |
| 镇罗营 | 上营断裂     | 80 | (+) | C | 0.16 | √ |
| 密云  | 二甲峪断裂    | —  | (+) | C | 0.23 | √ |
| 南口  | 南口山前断裂   | 40 | (-) | C | 0.08 | √ |
| 土木  | 孔筒—大石河断裂 | 55 | (-) | C | 0.18 | √ |
| 宁河  | 宁河断裂     | 60 | (-) | C | 0.19 | √ |
| 南孟  | 牛驼凸起南侧断裂 | 65 | (-) | C | 0.09 | √ |
| 百善  | 南口—孙河断裂  | 70 | (-) | C | 0.35 | × |
| 施庄村 | 施庄村断裂    | 75 | (-) | C | 0.18 | √ |
| 墙子路 | 墙子路断裂    | 87 | (-) | C | 0.15 | √ |
| 涑水  | 涑水—高碑店断裂 | —  | (-) | C | 0.14 | √ |

注：相对走向是指断层走向与地面水平最大位移方向的夹角；(+)表示交角接近垂直，(-)表示接近平行。

3.5.3 首都圈跨断层水准测点监测能力初步评价

结合震例总结、R 值评分与数值模拟结果，可以看出首都圈的跨断层水准测量的布设具备较强的地震监测能力。其中，监测效能比较好的跨断层水准测点主要包括紫荆关、德胜口、小水峪、燕家台、大灰厂、八宝山、张山营、狼山等，这类测点其共同特点是其中大部分测点所监测断层走向均与地面水平运动方向接近垂直且断层夹角介于 35°~75°。相比之下，百善、施庄村、土木、镇罗营、墙子路、南孟、涑水、密云的测点水准监测能力则相对有限，其断层倾角均比较大，或所监测断层为隐伏断层，或其走向与地面最大水平位移方向接近平行。而对于桃山、沿河城、北石城等水准测点，震例研究、R 值评分及数值模拟结果综合表明，其监测能力相对较弱。

3.6 结论

(1)数值模拟计算结果表明，对于相同走向的断层，当其断层倾角介于 30°~70° 时，跨断层水准变化幅度相对较大，异常效果比较明显，当倾角接近 90° 时，跨断层水准变

化幅度趋近零，信息展露最小。而对于相同倾角的断层，当其走向与断层两侧水平位移矢量差方向（本文模拟中与地面水平运动最大方向一致）越接近垂直时，跨断层水准变化越明显，测点越容易监测到断层的活动，进而更加有效的捕捉断层活动的异常现象。以上特点均与震例总结和 R 值评分结果相一致。

(2)通过对首都圈诸跨断层水准监测的监测能力等级划分结果，结合该区部分震例和 R 值评分结果认为，首都圈地区由于大部分跨断层测点均布设于倾角介于  $30^{\circ} \sim 70^{\circ}$ ，且其走向与地面水平位移方向接近垂直的断层上，这些测点在中强地震前可能比其他产状和走向的断层测点更易监测到明显的异常信息。因此，总体来说，首都圈地区跨断层水准测量具有着较强的地震监测能力。

## 第四章 环境变化对跨断层水准观测结果影响的数值模拟—以八宝山测点为例

### 4.1 引言

已有研究表明,跨断层形变资料的异常变化可能由多种因素影响所致,这些因素包括降雨、观测环境变化、区域应力调整、地震孕育等(薄万举,杨国华,2001,施顺英,2007,吴邦素,1988,蒋靖祥等,2002,2005,王秀文,2004,陈德福,2008)。上述因素中究竟是哪个因素导致跨断层测量异常现象的出现说法往往并不一致,尤其是跨断层水准测量观测环境变化对跨断层水准资料的影响,目前仍没有可行办法进行评估和合理解释。2007年5月至7月,首都圈地区八宝山跨断层测点水准测量资料出现显著异常变化,在不到3个月的时间里,垂直水准出现近4mm的巨大变化。这种短时间出现的大幅度异常变化对当时判定首都圈地区震情形势带来较大压力;2008年5月12日汶川8.0级大震前,在距震中12km的耿达跨断层测点也观测到幅值达4.26mm的异常变化。上述变化有一个共同特点:在异常变化出现之前,在跨断层水准观测场地测线一测均出现了土方开挖情况,即跨断层形变观测场地观测环境发生变化。由于缺乏可行的定量分析方法,这种观测环境变化的同时出现的跨断层形变异常,其变化机理只能粗略定性地归结于土石开挖对观测资料的影响,专家们在认识上也往往存在较大的分歧。八宝山跨断层水准大幅度变化,有人认为其主要原因是观测场地附近土石开挖所致,也有人认为可能与区域应力增强有关;耿达测点的跨断层异常变化一些专家倾向于附近土方开挖的影响(苏琴,2007),但其后汶川8.0级大震的发生致使人们对这种解释的合理性产生极大的疑惑(焦青,2008)。因此,观测环境变化对跨断层形变资料影响的评估亟需一种物理的、定量的手段来加以探讨和解释。

本章节利用三维有限元数值模拟方法对场地变化导致的跨断层水准变化展开定量分析,并结合实际2007年八宝山测点跨断层观测资料对其变化机理进行了探讨。首先依据首都圈地质构造、场地环境调研,分析得到研究区的三维构造模型,然后根据震源机制解、原地应力测量、大地测量等资料,确定了研究区适当的背景边界条件,结合同行专家的研究结果,确定了合理的设计思路,并在此基础上展开了环境变化对跨断层水准变化的影响研究。

## 4.2 八宝山跨断层测点概况

### 4.2.1 八宝山断裂构造环境

八宝山断裂是首都圈一条著名的活动断裂,其活动强度与活动方式在首都圈乃至华北北部震情跟踪研究中倍受关注(徐杰,1992)。八宝山断裂呈波状弯曲展布于北京西山山麓,它南起涞水县城西北,向北东经南尚乐、长沟、牛口峪至磁家务,拐一大弯经晓幼营、大灰厂、八宝山,过海淀镇、东三旗,止于南口—孙河断裂。总体走向北北东至北东,倾向南东,倾角  $35^{\circ} \sim 45^{\circ}$ , 属逆断层,断裂总长近 100 km(焦青, 2005)。

八宝山断裂形成于燕山运动中期,至中生代末被后来形成的黄庄—高丽营断裂所切割,故新生代以来其对北京凹陷的控制作用由黄庄—高丽营正断裂取代,二者紧邻,近于平行展布。1966 年邢台地震后,八宝山断层被列为重点监视的活动断层之一,沿断层带共布设有跨断层流动短水准测点 5 处(见图 4.1a)。对八宝山断层带开展的流动形变、流动重力、流动地磁等多手段共点同步观测资料的研究结果表明,八宝山断层带处于蠕动和旷动状态(车兆宏, 1997)。断层最活动的部分位于断层中段,其活动与(华北)强震的发生密切相关。断层所在地区是地震活动引起应力场变化的敏感区,是大同与张北地震后的应力转移集中区(车兆宏, 2003)。



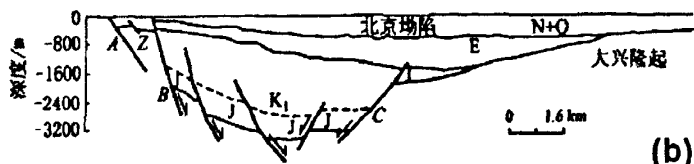


图 4.1 (a) 北京地区主要断裂及跨断层位移测点分布图

(b) 八宝山断裂及其邻区地质构造分布图(据石油部石油物探局 1980 年资料)

A: 八宝山断裂, B: 黄庄-高丽营断裂, C: 南苑-通县断裂

#### 4.2.2 八宝山测点及水准变化概况

八宝山跨断层测点( $116^{\circ} 14'$ ,  $39^{\circ} 55'$ )位于八宝山断裂的中段(断层出露地表),观测始于 1983 年 1 月,观测场地在北京城区西部绿化带内的八宝山下东边,所处高程为 80 米。断层性质逆掩、压扭,断层上盘为震旦系白云灰岩,下盘为石炭-二叠系粘土页岩。所观测处断层面走向北东  $65^{\circ}$ , 倾角  $30^{\circ} \sim 40^{\circ}$ 。

八宝山测点观测内容包括水准和基线,观测周期为一个月,观测方向由下盘到上盘。其中,垂直测线长 24 m,方向为北西  $25^{\circ}$ ,与断层夹角  $90^{\circ}$ ,斜交测线 48 m,方向北西  $75^{\circ}$ ,与断层夹角  $40^{\circ}$ 。

图 4.2 为八宝山跨断层水准直交水准观测曲线及同期降雨量随时间变化柱状图。从图中看出,八宝山跨断层水准变化随着降雨量的周期变化表现出较明显的年周期性变化。从 2004 年起至 2007 年前,每年 4、5 月份水准开始降低,断层表现为张性滑动,6、7 月份后水准逐步回升,这与降雨量较大的月份较好的准同步性。每年 5、6、7 月八宝山跨断层水准均存在有较大幅度的降低,幅值介于 1.5~3mm 之间。黄辅琼等(2005)曾根据八宝山断裂带上大灰厂观测台站资料,分析了降雨和地下水对北京八宝山断层变形行为的影响。她认为降雨通过改变断层带空隙压力的变化而影响八宝山断层的变形行为,并有可能进一步影响着区域构造应力场的调整,且一般来说,浅部流体通常被认为其是断层活动过程中的干扰因素。然而, Scholz (1990)指出对于那些出露地表的断层来说,降雨对断层行为的影响是不可忽略的。陆明勇(2006)也认为八宝山断层受降雨影响比较明显,其上盘为中元古界蓟县系白云岩、砂质灰岩为透水、储水性较好的含水层,降雨会对断层产生弱化等作用并有利于断层活动,弱化作用随着降雨量以及渗透量增大减小而增强减弱。

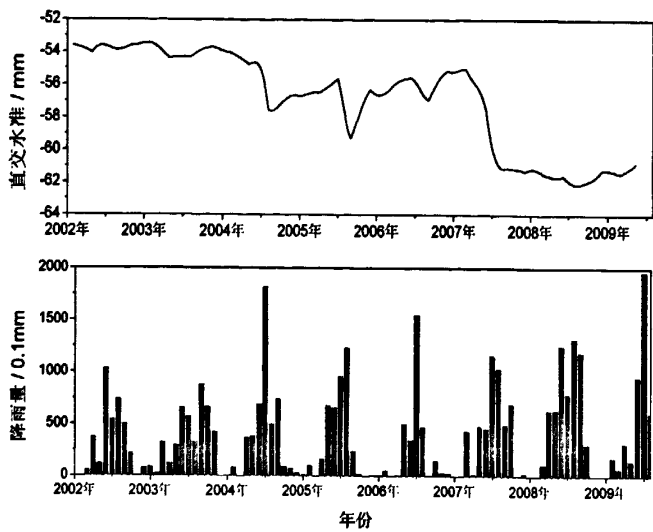


图 4.2 八宝山测点直交水准曲线、北京地区月平均降雨量图

然而，2007 年 5 月至 7 月跨断层水准变化呈现更大幅度的降低，变化幅度接近同期的两倍，达 4.8mm。而与此同期，搜救中心在北边围墙角处开始大规模平整土地，土石开方区域尺度长 52.8 米，宽 26.35 米，深 4.95 米，其中跨断层斜交测线 E 测点距离土地平整区域最近距离为 11.85m，已挖到岩石且基岩出露(见图 4.3, 4.4)。一些专家认为跨断层水准异常可能与场地附近土石开方所致，另一些专家认为短期内接近 5mm 的跨断层水准变化因视为地震前兆异常，而非场地变化或者降雨所致。如此大幅度跨断层水准异常引起了相关部门的高度重视，同时也给当时震情判断带去了较大的压力。邵志刚等(2007)曾用单元杀死的数值模拟方法对质量迁移导致的地面位移场进行计算，结果认为土石开方因素不会导致地面垂直形变场出现明显变化，但并没有解释出现水准异常的原因。至今对于八宝山测点 2007 年的跨断层水准变化仍然没有一个明确的解释。针对以上问题，本文结合首都圈地质构造环境、大地测量以及观测场地详细调研资料，利用有限单元数值模拟方法开展了环境变化对跨断层水准影响的更加细致的研究。

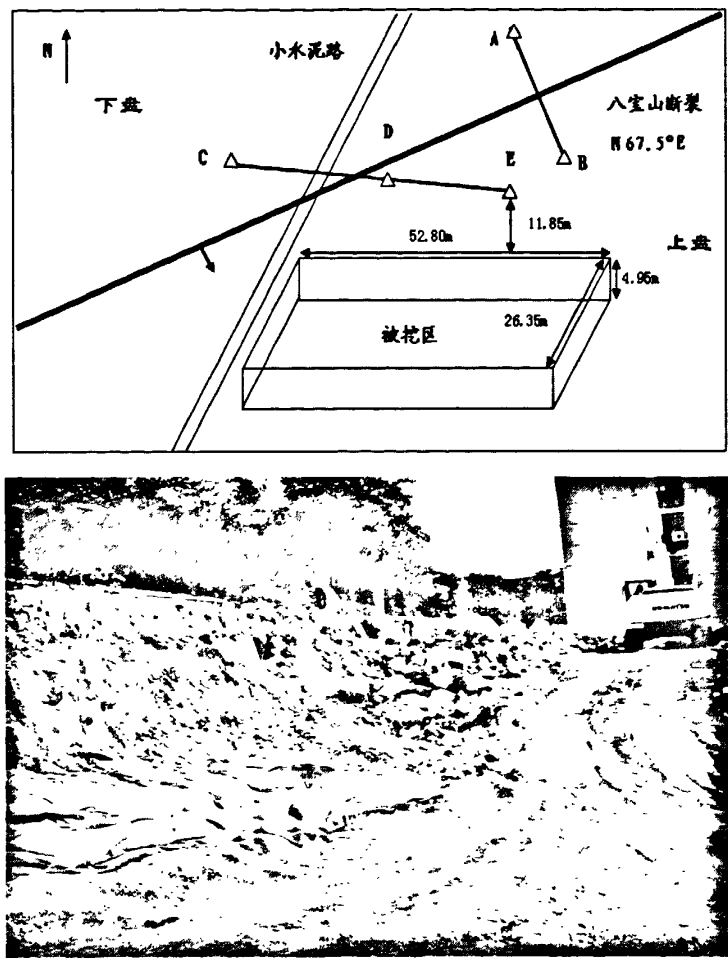


图 4.3 八宝山测点平整土地区一角与场地点位示意图



图 4.4 八宝山跨断层测点场地建地基前后

(Google Earth 分别拍摄于 2006.5 和 2009.6，黄色方框为场地调研得到土石开挖的范围)

## 4.3 模型建立

### 4.3.1 设计思路

本章利用三维有限单元方法模拟了 2007 年八宝山测点场地土石开方前后跨断层直交水准测量结果的影响, 主要从以下三方面因素对环境变化因素导致的跨断层水准变化特点进行了分析:

一、质量迁移后重力塌陷作用对跨断层水准测量影响。在一定区域构造和重力作用下, 通过重建观测场地模型, 模拟质量迁移后重力塌陷作用导致的跨断层水准变化, 定性定量计算得到重力塌陷作用对水准变化趋势和幅度影响。

二、降雨对跨断层水准测量的影响。一定区域构造背景和重力作用下, 通过调整断层面摩擦系数, 近似模拟降雨对断层介质的润滑作用, 近似计算得到降雨作用对跨断层水准变化趋势和大小的影响。

三、观测场地渗水条件变化对跨断层水准测量的影响。八宝山测点场地土石开方除质量迁移本身导致的重力塌陷影响外, 同时由于该行为也改变了周围观测场地的局部构造, 导致观测场地渗水环境条件的变化, 其影响作用也将随降雨而显现出来。因此, 除考虑降雨本身影响外, 还需进一步调整局部场地渗水条件来探讨环境变化对跨断层水准测量的影响。

### 4.3.2 有限元模型几何范围、介质参数、边界约束

以环境变化范围为几何中心, 依据土石开方范围以及八宝山断裂展布、场地调研情况, 建立了以土石开方为中心三倍范围为研究工作区, 并结合首都圈八宝山断裂及其邻区地质构造分布(徐杰, 1992, 焦青, 2005)、总体区域应力场(徐锡伟, 2002, 赖院根, 2006)方向划定出三维有限元模型构型及范围(图 4.5a)。为避免有限元模型的边界效应对计算结果的干扰, 所建模型的区域范围远大于目标工作区。

三维有限元模型西北边界的中心位于  $39^{\circ}55'04.07''\text{N}$ ,  $116^{\circ}14'26.91''\text{E}$ , 走向为  $\text{N}45^{\circ}\text{E}$ ; 东南边界的中心位于  $39^{\circ}54'37.70''\text{N}$   $116^{\circ}14'06.64''\text{E}$ , 走向为  $\text{N}135^{\circ}\text{E}$ ; 西南边界的中心位于  $39^{\circ}54'30.85''\text{N}$   $116^{\circ}14'45.58''\text{E}$ , 走向为  $\text{N}45^{\circ}\text{E}$ ; 东北边界的中心位于  $39^{\circ}55'00.48''\text{N}$   $116^{\circ}14'36.68''\text{E}$ , 走向为  $\text{N}135^{\circ}\text{E}$ ; 西北边界和东南边界分别长约 1.0km, 东北边界和西南边界分别长约 1.6km, 模型垂向为从地表至地下 300 米处。

鉴于本章重点研究断层附近的地壳变形, 以及土石开方对跨断层测点水准的影响, 因此在划分网格时对断层和施工范围区域附近的网格进行了加密细化处理, 建立了比较精细的三维有限元网格划分模型(图 4.5b)。其中整个模型区共含 45616 个节点, 26389 个单元; 施工后模型节点剩余 45415 个, 26194 个单元。对断层的处理主要采用了具有摩擦滑动机制的接触单元模型。

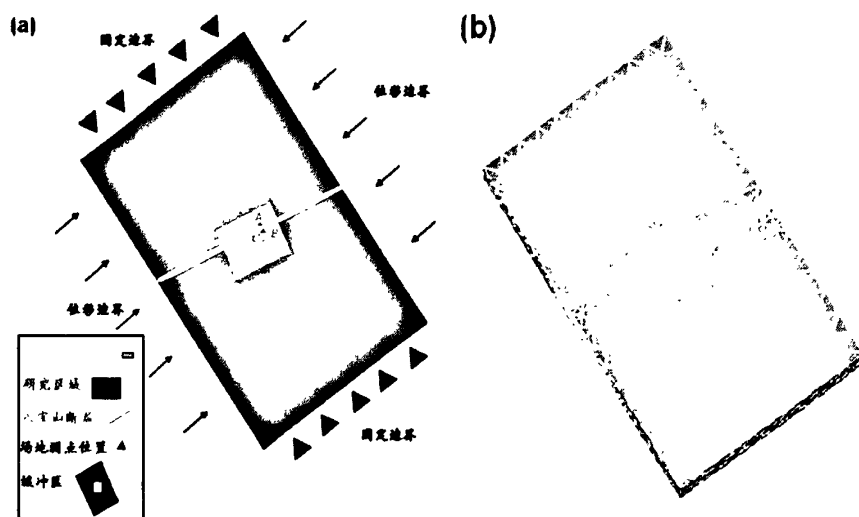


图 4.5 八宝山模型设计示意图(a)有限元网格划分(b)

野外调查表明, 八宝山断裂上盘为震旦系白云质灰岩, 下盘石炭二迭系粘土质页岩(徐杰, 1992, 陆明勇, 2006)。根据岩石力学实验(叶金汉, 1991)、八宝山断裂活动状态(焦青, 2005, 黄埔琼, 2005) 以及首都圈人工地震宽角反射及折射深地震测深(DSS)剖面得到地壳—上地幔速度结构反演结果(嘉世旭, 2001), 分析得到八宝山水准测点模型中介质物性参数见表 4.1。

表 4.1 模型的介质参数

| 模型介质   | 岩性        | 弹性模量 / GPa      | 泊松比  | 密度 / $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ | 摩擦系数 |
|--------|-----------|-----------------|------|--------------------------------------|------|
| 断层     | 棕红亚粘土、琐屑岩 | $2.0 \times 10$ | 0.25 | 2100                                 | 0.60 |
| 断层上盘介质 | 白云质灰岩     | $5.5 \times 10$ | 0.25 | 2600                                 | —    |
| 断层下盘介质 | 粘土质页岩     | $3.0 \times 10$ | 0.25 | 2350                                 | —    |

依据八宝山断裂所处的区的三维地质构造模型,并结合震源机制解等反演首都圈地区应力资料(李钦祖, 1980,1982; 徐锡伟, 2002)、首都圈大地测量得到应变背景场结果(车兆宏, 1994)确定了模型边界约束条件(如图 4.5a 所示)。模型中考虑了重力对断层滑动的影响,并通过模型位移加载将初始背景应力场引入计算中。鉴于首都圈 GPS 观测资料(相对于欧亚板块)模型范围(1km)内地面水平总体运动速度未表现出较大的差异,故模型西北边界和东南边界采用简化为固定约束,而西南和东北边界采用了与首都圈背景主压应力一致的方向的位移边界模拟得到八宝山构造的背景应力场。模拟计算结果表明,得到的研究区初始背景场附近大部分区域与车兆宏等人计算得到的八宝山-黄庄-高丽营断层最大主压应变场方向( $\text{NE}57^\circ$ )和大小量级( $7.1 \times 10^{-6}$ )基本一致(图 4.6),说明计算边界条件是合理的。

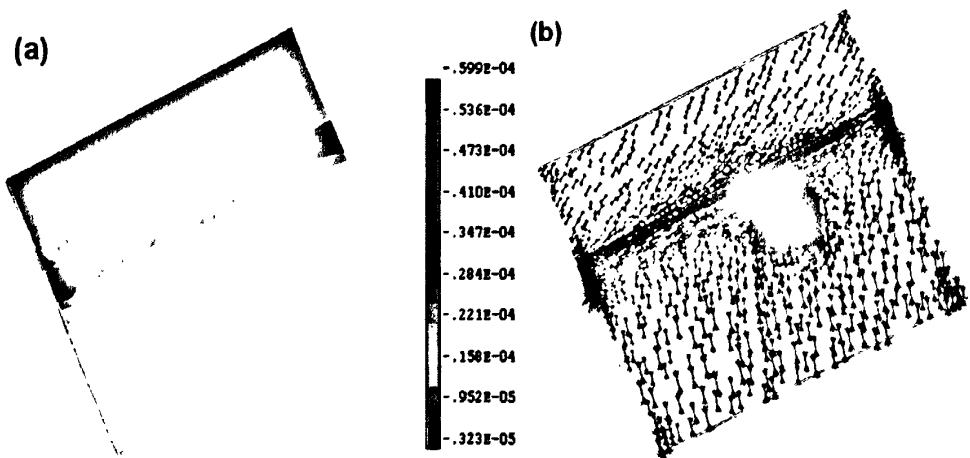


图 4.6 计算得到的研究区背景最大主压应变场(a)及其总体方向(b)

## 4.4 模拟计算结果及分析

利用三维有限元方法分别计算得到环境变化因素(质量迁移、降雨、场地渗透条件改变)对场地周围垂直形变场、应力场分布以及跨断层直交水准测量影响结果。

### 4.4.1 质量迁移的模拟计算结果与讨论

图 4.7 为质量迁移前后场地附近的垂直形变场的分布情况,可看出,质量迁移前后对断层附近的地面垂直位移场没有明显的影响。即在不考虑土石开方所导致测点场地土石松动的影响时,质量迁移引起的重力塌陷作用(重力作用下的侧压力)对地面垂直位移场影响甚微,无论是断层两侧,土石开方范围的紧密邻接区,抑或是整个研究区整体的地面垂直形变情况。

图 4.8 为质量迁移前后八宝山测点场地附近的地表平均应力场分布情况,可以看出,质量迁移对研究区地表平均应力场是存在一定作用的。对地应力场影响的特征主要有两点:一是土石开方区域边界特别是拐角处出现了明显的应力集中,其应力强度也有了明显增加;二是质量迁移导致的应力场改变的范围较小,大概是周围附近一倍的土石开方尺度范围之内。

质量迁移对跨断层水准变化的影响使直交水准测点高程差由初始的-1.366mm 降低为-1.37mm,影响幅度约为 0.01mm 量级。而实际跨断层水准测量的有效精度为 0.1mm,因此可以认为若不考虑土石松动,质量迁移导致的重力塌陷作用对跨断层水准变化没有显著的影响。

由上述分析可以看出,质量迁移虽然可以改变土石开方周围局部应力的分布,但对地表形变场分布和跨断层水准变化没有明显的影响。



图 4.7 质量迁移对地面垂直位移场的影响

(左)质量迁移前(右)质量迁移后



图 4.8 质量迁移导致的重力塌陷作用对地表平均应力场的影响

(左)质量迁移前(右)质量迁移后

#### 4.4.2 降雨的模拟计算结果与讨论

图 4.9 是降雨作用对地面垂直位移场的影响,从图中可看出,降雨作用对断层附近的地面垂直位移有着十分明显的影响。最明显的特点是:研究区处于断层下盘的地面(模型的上半部分)垂直位移场基本保持不变,而断层的上盘对应的地面垂直位移有明显减小即地面下降的趋势,且降雨作用影响的范围较大,作用较明显。

图 4.10 是降雨作用对断层附近地应力场的影响,从图中可看出,降雨能够在一定程度上影响地表应力的分布。一个突出的特点是降雨作用可相对显著地导致向下滑动的断层上盘地应力场增加,同时释放了部分断层上应力的积累,有着应力转移的作用。

结合前人关于降雨对断层摩擦系数的研究成果(Scholz,1990,陆明勇,2006),本文通过降低断层面上滑动摩擦系数(0.6 降低至 0.5)来近似模拟降雨作用对跨断层水准变化的影响,使直交水准测点 AB 两点间的高差由初始的-1.37mm 降低为-1.916mm,影响幅度约为 0.5mm 量级。若降雨持续时间较长使其得到进一步弱化(降低至 0.4 或 0.3),可进一步使得跨断层直交水准测线高差值出现 1mm 量级的变化。

因此,可以看出对于出露地表的断层而言,降雨作用能够比较明显影响断层的活动,从而使得地面的垂直位移场发生较明显的改变。降雨通过地表渗透对断层两侧介质起到滑动弱化作用,从而使得断层上盘在受地球自重影响而出现向下滑动趋势,这个趋势在促使了断层附近的应力转移。



图 4.9 降雨导致的地面垂直位移场的影响

(左)降雨前(右)降雨后



图 4.10 降雨对地表平均应力场的影响

(左)降雨前(右)降雨后

#### 4.4.3 场地渗水条件改变的模拟计算结果与讨论

从图 4.11 可看出,观测场地渗水条件的改变对研究区地面垂直位移场的影响相比降雨作用来说,其影响范围较小,程度较低,主要位于断层紧密邻接区。从图中可以看到,观测场地渗水条件的改变,从一定程度上影响了断层紧密邻接周围地表垂直形变,使得断层两侧差异性运动增强。

由图 4.12 可知,场地渗水条件的改变很大程度的影响了断层紧邻区应力场分布,降低了断层附近应力的积累,同时又在一定程度上增强了断层上盘部分区域的地应力积累,同样有着应力转移作用。

场地渗水条件的改变主要是通过进一步降低观测场地周围附近范围内的局部区域内断层面的摩擦系数(0.5 降低至 0.3)来实现。模拟结果表明场地渗水条件对跨断层水准变

化的影响，使断层两侧的高程差扩大至 2.209mm，促使断层张性活动。幅度约为 0.3mm 量级，虽略低于降雨作用的影响，但也可能起着引起跨断层水准异常变化的作用。

由上述分析，可以看出，观测场地渗水条件的改变从一定程度上增强断层两侧差异性活动，相比降雨来说，其对研究区的地面垂直位移整体影响不显著，但引起了场地应力分布和调整，对跨断层水准变化也起着相对明显的促进作用。



图 4.11 场地渗水条件改变的地面垂直位移场的影响  
(左)渗水条件改变前(右)渗水条件改变后



图 4.12 场地渗水条件改变对地表平均应力场的影响  
(左)渗水条件改变前(右)渗水条件改变后

4.4.4 环境变化对跨断层水准观测结果影响

图 4.13a 为综合上述研究结果环境对跨断层水准变化的影响，即由质量迁移，到降雨，再到局部渗透条件改变时八宝山跨断层测点直交水准变化的模拟计算结果。由图 4.13 可看出，质量迁移、降雨、以及场地附近渗水条件改变对跨断层水准的影响趋势均为负值增大(即断层上盘向下滑动，呈现为张性滑动)与实测资料异常趋势相吻合，且变化幅值相当。从上述讨论可以看出，在环境变化因素对跨断层水准观测结果的影响程度方面，降

雨的最大,局部渗透条件次之,质量迁移导致的重力塌陷作用影响最小,甚至可以忽略(影响幅度小于 0.1mm)。图 4.13b 模拟分析了不同的降雨润滑条件(断层面上摩擦系数由初始 0.6 降低至 0.25 之间)时降雨作用对跨断层水准可能的影响程度。经求解,认为由于降雨后场地变化导致的渗水条件改变可以进一步导致跨断层水准出现 0.5mm 至 3.0mm 幅度左右的改变。

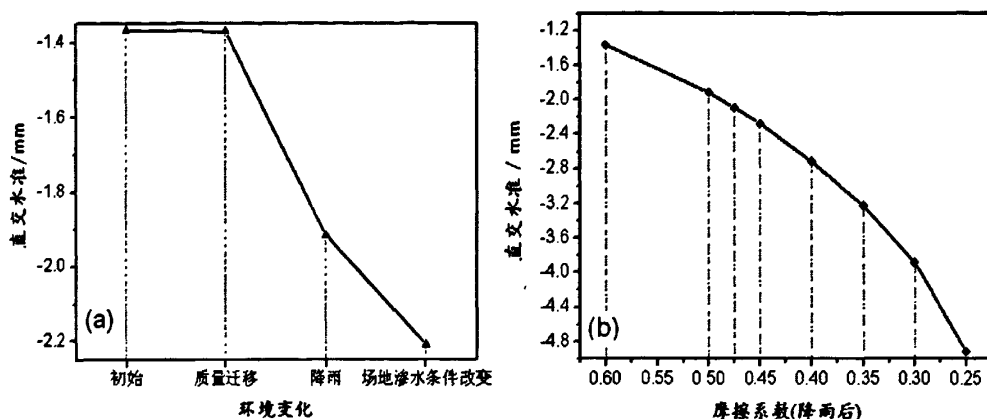


图 4.13 (a)环境变化对跨断层水准的影响 (b)降雨对跨断层水准变化可能的影响幅度

#### 4.5 八宝山测点跨断层水准变化的可能原因

综合上述研究成果,结合八宝山水准实测资料,可推断 2007 年 5 月至 7 月份八宝山测点出现的跨断层水准异常可能主要是由降雨和观测场地渗透条件所至。虽然由于土石开方的质量迁移导致的重力塌陷作用对跨断层水准变化影响幅度很小,不足以引起八宝山跨断层水准测量的异常,但伴随的场地渗透条件的改变可能会进一步导致跨断层水准的降低。此外,对于降雨作用的模拟很好地解释了 2004 年到 2007 年间 5 月至 7 月份作用跨断层水准的较大幅度降低的特点。2007 年之后,八宝山跨断层测点水准基本保持稳定,这可能与开挖土地后回填混凝土从而保护了观测场地渗水环境,降低降雨对断层弱化的影响有关。

#### 4.6 结论

(1)2007 年 5 月到 6 月跨断层测量异常引起的机理主要可能归结为两方面,一是降雨影响,二是土石开方导致的渗水条件改变的影响。而场地附近质量迁移导致的重力塌陷作用并不是水准异常变化的主要因素之一。

(2)数值模拟计算结果表明,在构造环境不变的情况下,降雨对地面垂直位移影响最大。数十米尺度的质量迁移即使发生在断层周围邻近区域,也不会对断层附近的地表垂

直形变场有明显的扰动。场地渗水条件的改变一定程度上促使了断层两侧垂向运动的差异性，但对地面垂直位移场没有明显的影响。同样，降雨作用还可以很大程度的改变地表应力场的分布，而质量迁移虽然导致土石开方边界特别是拐角处出现了明显的应力集中，且对其周围一倍尺度范围内的应力场分布有所影响，但并不能改变整个地表应力场的分布。

(3)就八宝山断层而言，降雨对跨断层水准观测是有比较显著的影响的。降雨产生的流体通过岩体空隙对断层泥进行软化，从而对断层活动起到一定的润滑作用。因此，跨断层测点场地观测环境的改变可能会影响其渗水条件，进而提高或者降低降雨对跨断层水准的影响。在进行跨断层水准测点选址时，应尽量避免选择受降雨影响显著的地带。此外，长期的降雨或大的降水量也通过改变断层行为，从而显著的影响断层周围应力分布情况，通过断层蠕动释放断层面上的应力积累，调整了局部构造上应力分布情况。

## 第五章 结论与展望

### 5.1 论文进展及取得一些初步成果

本论文从三方面入手开展了有限单元数值模拟方法在跨断层水准变化机理中的研究,并得到了以下一些积极成果:

(1)初步总结归纳了国内外学者在用有限单元法进行地学研究时就断层设置所采用的模拟方法及主要进展。

综合研究表明,基于连续介质力学的有限单元法关于断层面的有限单元处理方法主要概括以下四大模型:弱化带模型、劈节点模型、接触模型以及块体模型。一、弱化带模型。该模型能很好地描述出了断层带内介质的属性特征以及填充物对断层行为的影响,不足之处在于模型无法模拟出断层和周围岩体交界处发生的位错以及断层上存在的摩擦机制;二、劈节点模型。通过引入一个载荷向量将断层近似引入有限单元数值模拟中,可有效模拟同震时的位错,但由于此模型是通过模拟断层的位错行为来描述断层的存在,从本质上来说并没有对客观断层进行模拟,故劈节点模型断层处理方法主要局限于地震同震和震后效应等相关研究;三、块体模型将刚体位移和块体变形采用统一的有限元格式求解,能够得到块体系统的大位移和大变形解,可较好的反映出块体的运动趋势,因此在地学中取得了广泛应用。然而在块体模型中,对断层的模拟实质是作为次级块体的边界带,故在二维和三维模型中,多数断层往往被简化为直立断层,也无法考虑块体内部断层存在和分布对模拟结果的影响。四、接触模型通过引入一种特殊的零厚度单元来进行模拟断层存在,断层被近似为由接触单元对所组成的接触面,可很好的模拟出断层两侧的非连续间断性特点,同时考虑了断层面的摩擦机制对模拟结果的影响。

(2)探讨了跨断层水准测点布设在怎样的断层上时会具有较好的映震效能,结合数值模拟结果和震例研究,对首都区跨断层水准监测效能进行了评估。

首都圈跨断层水准监测效能评估的模拟结果表明:①对于相同走向的断层,当其断层倾角介于 $30^{\circ}\sim 70^{\circ}$ 时,跨断层水准变化幅度相对较大,异常效果比较明显,当倾角接近 $90^{\circ}$ 时,跨断层水准变化幅度趋近零,信息展露最小。而对于相同倾角的断层,当其走向与区域总体形变速度方向越接近垂直时,跨断层水准变化越明显,测点越容易监测到断层的活动,进而更加有效的捕捉断层活动的异常现象。以上特点均与震例总结和R值评分结果相一致;②通过对首都圈诸跨断层水准监测的监测能力等级划分结果,结合该区部分

震例和R值评分结果,认为首都圈地区跨断层水准测量具有着较强的地震监测能力。监测效能比较好的跨断层水准测点主要包括紫荆关、德胜口、小水峪、燕家台、大灰厂、八宝山、张山营、狼山等,这类测点其共同特点是其中大部分测点所监测断层走向均与地面水平运动方向接近垂直且断层夹角介于 $30^{\circ}\sim 70^{\circ}$ 。相比之下,百善、施庄村、土木、镇罗营、墙子路、南孟、涑水、密云的测点水准监测能力则相对有限,其断层倾角均比较大,或所监测断层为隐伏断层,或其走向与地面水平位移方向接近平行。

(3)定量计算分析了环境变化因素对跨断层水准变化的影响,探讨了2007年八宝山测点跨断层水准异常变化的可能原因。

计算结果表明:① 质量迁移引起的重力塌陷作用对于跨断层水准的影响很小,同时对断层周围最大剪应力的分布没有太大影响。相比而言,质量迁移导致的周围岩体渗透条件发生改变,特别是对断层两侧破裂带介质性质的影响,则可能导致地表垂直形变场和跨断层水准值相对明显的扰动,并有可能导致断层附近的应力场的重新分布;② 就八宝山地区而言,降雨对跨断层水准观测是有比较显著的影响的。降雨产生的流体通过岩体空隙对断层泥进行软化,从而对断层活动起到一定的润滑作用。因此,跨断层测点场地观测环境的改变可能会影响其渗水条件,进而提高或者降低降雨对跨断层水准的影响;③ 2007年6-8月八宝山跨断层水准测量异常机理主要包括两方面,一是降雨影响,二是土石开方导致的渗水条件改变的影响。而场地附近的质量迁移(载荷的卸载)并不是主要因素之一;

## 5.2 进一步的研究方向

本文若能在现有基础上对以下方面加以改进,将使研究更加深入和完善:

(1)综合分析组合式断层之间的相互影响作用,探讨总体断层的布设对跨断层水准的监测能力的影响,同时还可以探讨断层布设于构造应力分布的关系;已有研究表明,断层的布设不但可以影响区域应力分布、地形变化特征,而且还可以影响断层的动力学过程。因此,有可能在特定分布下跨断层水准监测能力也会受到一定的影响,抑或展现出更好的监测效能。

(2)探讨首都圈测点特定的地震地质条件对跨断层水准监测能力的影响,以及不同的断层深度对模拟结果的影响。本文在利用得到的理论模拟结果对首都圈地区跨断层水准测点进行监测能力分级时,某些测点在布设测点时对于是否跨越断层两侧是值得考究的,

另一方面，某些测点所处的特定构造地质条件对跨断层水准监测结果有怎样的影响特征对于未来跨断层测点的选址也是有重要的参考价值。

## 参考文献

- 邓起东. 活动断裂研究的进展与方向 [M]. 北京: 地震出版社, 1991.
- 闻学泽. 活动断裂地震潜势的定量评价[M]. 北京: 地震出版社, 1996.
- 李兴才. 断层的震前滑动对唐山地震发生的影响[J]. 地震学报, 1992, 14(3): 304 - 308.
- 周硕愚. 断层形变测量与地震预报[J]. 地壳形变与地震, 1994, 14(4): 90 - 97.
- 薄万举, 杨国华, 郭迁良, 等. 地壳形变与地震预测研究[M]. 北京: 地震出版社, 2001.
- 谢觉民. 形变台点对大震的前兆的显示能力[A]. 国家地震局科技监测司. 地震监测与预报方法清理成果汇编[C]. 北京: 地震出版社, 1990. 32 - 41.
- 薄万举, 郭良迁. 地质构造与大地形变的综合研究[A]. 刘连柱. 减灾论坛[C]. 香港: 欧亚经济出版社, 2000. 13 - 22.
- 张红艳, 谢富仁. 首都圈地区跨断层形变观测与地壳应力场[J]. 地震地质, 2007, 29(4): 706 - 714.
- 郭迁良, 薄万举, 杜雪松, 等. 华北地区断层形变异常与地震活动[J]. 地震, 2004, 24(3): 42 - 50.
- 高忠宁, 蒋成恩, 戴梁焕, 等. 大同一阳高 6.1 级地震断层位移测量前兆异常特征[J]. 地震, 1990(4): 66 - 74.
- 焦青, 刘耀伟, 杨选辉, 等. 文安 5.1 级地震前兆变化特征分析[J]. 大地测量与地球动力学, 2007, 27(6): 96 - 99.
- 高忠宁, 龚复华. 由断层活动特征探讨地震活动的前兆信息——首都圈三次 Ms6.0 地震的启示[A]. 国家地震局地壳应力研究所. 地壳构造与地壳应力文集[C]. 北京: 地震出版社, 2001. 128 - 135.
- 施顺英, 张燕. 基于跨断层形变异常预测云南地震的试验[J]. 大地测量与地球动力学, 2007, 27(5): 83 - 87.
- 高文学, 马瑾. 首都圈地震地质环境与地震灾害[M]. 北京: 地震出版社, 1993.
- 地震中短期前兆特征与预测方法研究[M]. 北京: 地震出版社, 2005.
- 陈琪福, 郑大林. 中国震例(1995 - 1996)[M]. 北京: 地震出版社, 2002.
- 茂木清夫. 日本的地震预报[M]. 庄灿涛等译. 北京: 地震出版社, 1986.
- 江在森, 丁平, 王双绪, 等. 中国西部大地形变监测与地震预测[M]. 北京: 地震出版社, 2001.
- 高忠宁, 龚复华. 由断层活动特征探讨地震活动的前兆信息——首都圈三次 Ms6.0 级地震的启示, 地壳构造与地壳应力文集, 2001(14), 128-135

- 施顺英, 张燕, 基于跨断层形变异常预测云安地震的试验[J], 大地测量与地球动力学, 2007, 27(5):83-87
- 吴邦素. 跨断层形变测量中的干扰因素和机制的讨论 EJ]. 中国地震, 1988. 4(1): 53~6
- 蒋靖祥, 尹光华, 温和平等. 新疆黑孜跨断层形变测量资料异常分析. 西北地震学报. 2002, 24(1), 24~45.
- 蒋靖祥, 王在华, 温和平, . 2003 年昭苏 MS6.0 地震定点形变异常初步分析[J]. 地震. 2005, 25(2), 83 ~90.
- 王秀文, 宋美琴山西近期形变短期异常的调查和分析[J], 山西地震, 2004, 117(2): 1-4
- 陈德福, 陈京, 杨星, 滇西永胜定点形变监测到的多次重现的震兆异常[J], 大地测量与地球动力学, 2008, 28(3): 21-26
- 王双绪 张希 张四新, 甘宁青地区现今构造形变异常与地震[J]. 大地测量与地球动力学, 2002, 22(4): 44-48
- 苏琴, 朱航, 杨永林. 耿达短水准异常核实报告[R]. 2007,
- 焦青, 杨选辉, 许丽卿. 汶川 8.0 级地震前后龙门山断裂活动特征浅析[J]. 大地测量与地球动力学, 2008, 28(4): 7-11
- 徐杰, 汪良谋, 方仲景, 等. 北京八宝山断裂和黄庄—高丽营断裂构造活动性的初步分析[J]. 华北地震科学, 1992, 10(3): 1—11.
- 焦青, 邱泽华, 范国胜. 北京地区八宝山—黄庄—高丽营断裂的活动与地震[J]. 大地测量与地球动力学, 2005, 25(4): 50—54
- 车兆宏, 巩日沐, 刘善华, 等. 北京黄庄—高丽营断层、八宝山断层中段活动性综合研究[J]. 中国地震, 1997, 13(4): 330—337
- 车兆宏, 范燕. 北京黄庄—高丽营断层、八宝山断层现今活动追踪研究[J]. 地震, 2003, 23(3): 97—104
- 黄埔琼, 陈颢, 白常清等. 八宝山断层的变形行为与降雨及地下水的关系[J]. 地震学报, 2005, 27(6): 637-646
- 陆明勇. 地壳形变与地下水相互作用及“双力源”前兆观点[J]. 大地测量与地球动力学, 2006, 26(1): 76-83
- 徐锡伟, 吴卫民, 张先康等. 首都圈地区地壳最新构造变动与地震[M]. 科学出版社, 2002
- 赖院根, 刘启元, 陈九辉等. 首都圈地区横波分裂与地壳应力场特征[J]. 地球物理学报, 2006, 49(1): 189 196
- 水利水电科学研究院等, 岩石力学参数手册[M]. 武汉: 水利电力出版社, 1991
- 嘉世旭, 张先康, 方盛明等, 华北裂陷盆地不同块体地壳结构及演化研究, 地学前缘, 2001,

8(2), 259—266

李钦祖. 华北地壳应力场的基本特征. 地球物理学报[J], 1980, 23(4): 376—387

李钦祖, 靳雅敏, 于新昌. 华北地区的震源机制与地壳应力场[J]. 地震学报. 1982, 4(1): 55—61

徐锡伟, 吴卫民, 张先康等. 首都圈地区地壳最新构造变动与地震[M]. 科学出版社, 2002

车兆宏, 赵承坤, 刘天海. 首都圈区域应变场研究[J]. 地壳形变与地震, 1994, 14(1): 32-37

许绍燮. 地震预报能力评分[A]. 国家地震局可以监测司编. 地震预报方法实用化研究文集(地震学专集)[C]. 北京: 学术书刊出版社, 1989. 586—590.

焦青, 范国胜. 首都圈地区跨断层位移流动观测资料的地震预报效能[A]. 国家地震局地壳应力研究所. 地壳构造与地壳应力文集[C]. 北京: 地震出版社. 2003. 93—98.

王仁. 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, 1994, 37(增刊): 128-138.

王妙月, 底青云, 张美根. 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, 1999, 42(2): 218-227.

王爱国, 袁道阳, 梁明剑. 兰州盆地最大潜在地震变形数值模拟[J]. 西北地震学报, 2008, 30(3): 232~238.

章纯. 中国东部地区地震活动与构造应力场关系的有限元数值模拟[J]. 西北地震学报, 2007, 29(3): 230-234.

张彬, 杨选辉, 陆远忠. 地震动态应力触发研究进展[J]. 西北地震学报, 2008, 30(3): 298-303.

马胜利. 模拟断层带摩擦滑动性状与变形特征[J]. 中国地震, 1986, 2(2): 72-78.

王仁, 何国琦, 殷有泉. 华北地区地震迁移规律的数学模拟[J]. 地震学报, 1980, 2(1): 32—42.

王仁, 孙苟英, 蔡永恩. 华北地区近 700 年地震序列的数学模拟[J]. 中国科学(B 辑), 1982, 8: 745—753.

殷有泉, 张宏. 模拟地震的应变软化的数学模型地球物理学报[J]. 1982, 25(5): 414—423.

王继存, 续春荣. 唐山地震断层破坏及其力学过程的数值模拟地震地质[J]. 1989, 11(4): 71—76.

陆远忠, 叶金铎, 蒋 淳. 中国强震前兆地震活动图像机理的三维数值模拟研究. 地球物理学报, 2007, 50(2): 499-508

陈连旺, 陆远忠, 张杰等. 华北地区三维构造应力场[J]. 地震学报, 1999, 21(2): 140—149.

陈连旺, 陆远忠, 郭若眉等. 华北地区断层运动与三维构造应力场的演化[J]. 地震学报, 2001, 23(4): 249—361.

- 陈连旺, 陆远忠, 刘杰等. 1966 年邢台地震引起的华北地区应力场动态演化过程的三维粘弹性模拟[J]. 地震学报, 2001, 23(5): 480 - 491.
- 陈化然, 等. 川滇地区应力场演化与强震间相互作用的三维有限元模拟[J]. 地震学报, 2004, 26(6): 567 - 575.
- 李平, 等. 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[J], 地震学报, 2001, 23(1): 24-35.
- 刘峡, 傅容珊, 杨国华. 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, 2006, 26(3): 33 - 39.
- 李红, 陈连旺, 李红江. 广州地区活动断裂的数值模拟[J]. 大地测量与地球动力学, 2008, 28(2): 39 - 44.
- 王凯英, 马瑾. 川滇地区断层相互作用的地震活动证据及有限元模拟[J]. 地震地质, 2004, 26(2): 259 - 272.
- 王凯英. 断-块模型中走滑型地震应力触发研究—以青藏高原北部几次强震为例[J]. 地球物理学报, 2009, 52(7): 1776 - 1781.
- 白武明, 林邦慧, 陈祖安. 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[J]. 中国科学(D), 2003, 33(增刊): 99 - 107.
- 蔡永恩, 何涛, 王 仁. 1976 年唐山地震震源动力过程的数值模拟[J]. 1999, 21(5): 469 - 477.
- 张瑞青, 魏富胜, 乔成斌. 用(DDA+FEM)方法数值模拟 1 975 年海城、1 999 年岫岩地震发生的过程[J]. 地震学报 2005, 27(3): 163 - 170.
- 陈祖安, 林邦慧, 白武明等. 1997 年玛尼地震对青藏川滇地区构造块体系统稳定性影响的三维 DDA+FEM 方法数值模拟[J]. 地球物理学报, 2008, 51(5): 1422 - 1430.
- 陈祖安, 林邦慧, 白武明等. 2008 年汶川 8.0 级地震孕震机理研究[J]. 地球物理学报, 2009, 52(2): 408 - 417.
- Scholz C H. The Mechanics of Earthquakes and Faulting[M]. 1990. Cambridge University Press
- Jaeger JC, Cook NW. Fundamentals of rock mechanics[M], Methuen & Co. London, 1976
- Liu M and Yang Y. Extensional collapse of the Tibetan Plateau: Results of three-dimensional finite element modeling[J]. J. Geophys. Res., 2003, 108 (8): 2361. doi:10. 1029/2002JB002248.
- Melosh H J and Raefsky A. A simple and efficient method for introducing faults into finite element computations, Bull. Seism. Soc. Am. 1981, 71(5): 1391-1400.
- Melosh H J and Williams C. A Mechanics of graben formation in crustal rocks: A finite element analysis[J]. J. Geophys. Res., 1989, 94(B10): 13961 - 13973.
- Jungels P H. Models of tectonic processes associated with earthquakes[ D]. Pasadena: California

Institute Technology, California, 1973.

Jungels P H and Frazier G A. Finite element analysis of the residual displacements for an earthquake rupture: source parameters for the San Fernando earthquake, *J. Geophys. Res.* 1973, 78: 5062 - 5083.

Sibson R H. Fault rocks and fault mechanisms[J]. *J. Geol.* 1977, 133: 191 - 213.

Strehlau J. A discussion of the depth extent of rupture in large continental earthquakes [J]. *Geophys. Monogr.*, 1986, 37: 131 - 145.

Dieterich J H. Earthquake on faults with rate and state-dependent friction[J]. *Tectonophysics*, 1992, 11: 115-134.

Gomberg J. Beeler N M. Earthquake triggering by transient and static deformation[J]. *J Geophys Res*, 1998, 103(B10): 24411 - 24426.

Yoshioka S and Tokunaga Y O. Numerical Simulation of Displacement and Stress Fields Associated with the 1993 Kushiro-oki, Japan, Earthquake. *Pure appl. geophys.* 1998, 152: 443 - 464.

Hearn E H. What can GPS data tell us about the dynamics of post-seismic deformation[J]. *Geophys. J. Int.*, 2003, 155: 753 - 777.

Sheu S Y and Shieh C F. Viscoelastic-afterslip concurrence: a possible mechanism in the early post-seismic deformation of the Mw 7. 6, 1999 Chi-Chi (Taiwan) earthquake[J]. *Geophys. J. Int.*, 2004, 159(3): 1112 - 1124.

Buiter J.H, Govers Rob, Wortel M.J. A modeling study of vertical displacements at convergent plate margins[J]. *Geophys. J. Int.* 2001(147): 415 - 427.

Hu Y, et al. Three-dimensional viscoelastic finite element model for postseismic deformation of the great 1960 Chilean earthquake[J], *J. Geophys. Res.* 109 2004, doi:10. 1029/2004JB003163.

Hyodo M K and Hirahara. A viscoelastic model of interseismic strain concentration in Niigata-Kobe Tectonic Zone of central Japan[J]. *Earth Planets Space*, 2003(55): 667 - 675.

Zhao S, et al. 3-D finite element modelling of deformation and stress associated with faulting: effect of inhomogeneous crustal structures[J]. *Geophys. J. Int.*, 2004, 157: 629 - 644.

Dixon T J. Decaix F. Farina K. Seismic cycle and rheological effects on estimation of present-day slip rates for the Agua Blanca and San Miguel-Vallecitos faults, northern Baja California, Mexico[J]. *J. Geophys. Res.* 2002, 107(B10), 2226, doi:10.1029/2000JB000099.

Aagaard B T, Hall J F and Heaton T H. Characterization of near-source ground motions with earth-quake simulations[J]. *Earthquake Spectra*, 2001, 17(2): 177 - 207.

- Andrews D J, Test of two methods for faulting in finite-difference calculations[J]. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1999, 89: 931 - 937.
- Goodman R E, Taylor R L, and Brekke T L. A model for the mechanics of jointed rock[J]. *Soil Mech. and Found. Proc.*, 1968, 94: 637 - 658.
- Hallquist D and John O. LS--DYNA3D Theoretical Manual [M], Livermore: Software Technology Corporation, 1994.
- Cescotto S and Charilier R. Frictional Contact Finite Elements Based on Mixed Variational Principles[J]. *International Journal for Numerical Method in Engineering*, 1992(36):1681 - 1701.
- Peric D and Owen D R. Computational Model for 3--D Contact Problems with Friction Based on the Penalty Method[J]. *International Journal for Numerical Method in Engineering*, 1992, 35: 1289 - 1309.
- Parsons T. Post-1906 stress recovery of the San Andreas fault system calculated from three-dimensional finite element analysis[J]. *J. Geophys. Res.*, 2002, 107(B8): 2162, doi:10. 1029/2001JB001051.
- Parsons T. Tectonic stressing in California modeled from GPS observations, *J. Geophys. Res.*, 2006, 111, B03407, doi:10. 1029/2005JB003946.
- Masterlark T. Finite element model predictions of static deformation from dislocation sources in a subduction zone: Sensitivities to homogeneous, isotropic, Poisson-solid, and half-space assumptions[J]. *J. Geophys. Res.*, 2003, 108, B112540, doi:10. 1029/2002JB002296, .
- Ellis S et al. Simplified models of the Alpine Fault seismic cycle: Stress transfer in the mid-crust. *Geophys. J. Int.*, 2006, doi: 10. 1111/j. 1365-246X. 2006. 02917. x.
- Ganas A and Parsons T. Three-dimensional model of Hellenic Arc deformation and origin of the Cretan uplift[J]. *J. Geophys. Res.* 2009, 114, B06404, doi:10.1029/2008JB005599.
- Shi G H. Discontinuous deformation analysis: a new numerical model for the statics and dynamics of block systems[D]. Berkeley: Department of Civil Engineering, University of California, 1988.
- Liu L. Modeling aseismic fault slips and block deformation in northern china by DDA[A]. *Proc of the First International Forum on Discontinuous Deformation Analysis(DDA) and Simulations of Discontinuous Media[C]*. Albuquerque: TSI Press. 1996, 373 - 383.

## 致 谢

本文是在我的导师李志雄研究员的悉心指导下完成的,从论文的选题、立题、构思,方案的实施,内容的分析到论文的撰写与修改,自始至终都倾注了导师的极大心血,并投入了大量的时间和精力。三年来李老师对我的生活上无微不至的照顾、学习上细致耐心的指导一直都是我的精神支柱和力量源泉。李老师做事井井有条,对工作一丝不苟,对学术求新务实,待人宽容真诚。他的言行举止潜移默化地影响着我,不仅使我开拓了科研思路、形成了良好的科研方法,更使我坚定了从事科学研究的信念。三年的研究生生活使我受益匪浅。在这里,我向李志雄导师表示深深的感谢和敬意,并祝愿李老师身体健康、工作顺利、桃李满天下!

此外,我还要特别感谢陆远忠研究员。在论文的实验设计和实现过程中,陆老师给予了我极大的帮助,并多次为我答疑解惑。陆老师在科研工作的态度、思路和方法上给予我很大的启示。在此特向陆老师表示诚挚的感谢!

感谢曾经给予过我学术指点的张晶研究员、焦青研究员、薄万举研究员、牛安福研究员,邵志刚博士、张浪平师兄、李红师姐、周连庆师兄,以及崔子健师弟和叶继阳、刘志坤、郑友华、程理、余建强等其他同学在学习、生活中提供的帮助,与他们的交流讨论充实了我的知识,丰富了我的生活。

感谢研究所领导和人事教育处杨亚莉老师、代淑玲老师、张洋老师在我的学习和生活给予极大的关心和帮助,在此向他们表示感谢。

深深地感谢我的父母,他们的支持和爱给了我强大前进的动力。在这里向他们表示最深地感谢,祝愿父母身体健康,永远幸福。

短暂的研究生阶段结束了,同时一个新的起点又开始了。我将会以一个崭新的面貌,充满激情、快乐并执著地去实现属于自己的人生价值。

## 个人简历

和平, 男, 1983 年 7 月出生于山西省晋城市。2006 年毕业于中国地质大学(武汉)信息工程学院, 专业地理信息系统, 获工科学士学位。2007 年考取中国地震局地震预测研究所硕士研究生, 主修固体地球物理专业, 师从李志雄研究员。同年 9 月赴中科院研究生院进行为期一年的课程学习, 2008 年 7 月回所后, 在李志雄研究员等多位指导老师下从事有限单元数值模拟方法在地震前兆机理方面的研究工作。

## 硕士期间发表和待发表论文

- 1、和平, 李志雄, 陆远忠, 邵志刚. 首都圈地区跨断层水准测量监测能力的初步评估[J]. 地震, 2010, 30(2), 89-99
- 2、和平, 李志雄, 陆远忠. 断层面的有限元模拟方法综述, 投稿《西北地震学报》核心期刊, 已被接收, 待刊
- 3、和平, 李志雄, 环境变化对跨断层水准变化影响的数值模拟——以八宝山测点为例, 已成文, 待投稿
- 4、李志雄, 邵志刚, 赵翠萍, 李圣强. 王惠敏, 吕梅梅, 和平, 刘桂平, 崔子健. 汶川 8.0 级地震序列活动的分段性研究, 地震, 2009, 29(1)
- 5、李志雄, 陶本藻, A.V. Ponomarev, 李圣强, 和平, 申旭辉. 震级频度与古登堡一里克特关系式偏离的实验与震例研究, 武汉大学学报(理学版), 2009, 6

## 硕士期间参加的项目工作

- 1、《地震活动状态参数的实验与震例研究》(A07007)主要负责项目的资料收集、整理、处理和编程计算工作
- 2、《地震危险性评价与地震预测新方法研究》(CR11-16)主要负责项目的资料收集、整理、计算等工作。
- 3、《大陆地震构造与监测预测新技术研究》(2005CB724808)主要负责项目资料收集、处理等工作。
- 4、《全国重大震情与前兆异常跟踪调查》(60096002)主要负责项目资料收集、处理、制图等工作。

