

延庆-怀来盆地大震危险性分析研究^{*}

刘昌铨 嘉世旭 刘明军 李长法

(中国郑州 450003 国家地震局地球物理勘探中心)

摘要 根据延庆-怀来盆地深部探测研究结果,结合浅部活动构造、古地震事件、地震活动性和地壳应力场分布以及其它相关资料进行了综合分析研究.同时与邢台等地震区的深部结构进行对比研究,认为延庆-怀来盆地及其周边地区具有发生中强地震的深部构造背景,不排除有发生 7 级地震的可能性.

主题词 应力场 深部探测 强震危险性

1 延庆-怀来盆地区域地质构造和现代应力场

1.1 延庆-怀来盆地地质构造概述

延庆-怀来盆地(以下简称延怀盆地)在这里所指的是延庆盆地、怀来盆地和涿鹿盆地及其相邻的地域,是一新生代断陷区.新活动断裂带大致呈直角交汇,北东向和北北东向的主要断层有怀涿盆地北缘断裂、延庆盆地北缘断裂以及紫荆关断裂带.后者形成于中元古代,中生代以来继承活动明显加剧,沿断裂带有中生代岩浆侵入.延庆怀来地区在构造上原属燕山褶皱带的一部分,即北西西向的阴山山前断裂带和张家口—北京—烟台断裂带以北地区,中生代发育的断陷盆地大部分于中生代末期至新生代初期相继萎缩,封闭而衰亡.新生代时期,这些地区总体表现为相对挤压隆升的构造形态.原华北地台的北界南移到北西西向的阴山山前和张家口—北京—烟台断裂带,形成了一条横穿中国东部规模巨大的北西西向华北—渤海的新生代断陷盆地系.延怀盆地是该断陷盆地系的西北端.

在研究区内北西西向的昌平—孙河断层横穿紫荆关断裂带后,有可能延伸与关沟隐伏断裂相贯通.北西西向的断裂带在早期是一条韧性剪切带,到中生代时期该断裂带继承性活动尤为强烈,在研究区内沿断裂带有中生代岩浆活动.

1.2 延怀盆地区域现代应力场

1.2.1 华北北部地壳应力场

延怀盆地区域位于华北裂谷盆地的西北部地区.根据天然地震资料地震断面解得到的等效力场的统计分析结果,最大主压应力轴为北东东向,最小压应力轴为北西西向.其应力场分布范围远比华北地区大,说明地壳应力场源不限于华北地区地壳应力场,而与更大规模的构造运动有关(李钦祖,1980).

^{*} 国家科委“八五”科技重点项目(85-907-02-02-03).国家地震局地球物理勘探中心科技论著 RCEG96026. 1996-06-17 收到初稿,1996-11-11 收到修改稿,1996-12-13 决定采用.

1.2.2 形变测量资料

张连甲和黄立人(1989)根据 1966 和 1986 年的两期三角(边)测量资料,研究延怀盆地地区水平形变场的结果表明:① 研究区域各构造单元之间没有明显的相对运动,形变主要以一种应变积累的方式存在;② 关沟隐伏断裂(即昌平—孙河断裂向西北延伸部分)对于控制本区的形变起着重要作用.断裂两侧存在不同的应变分布.这也进一步证明关沟隐伏断裂的存在.关沟隐伏断裂的北东一侧(大致对应延庆盆地),形变以挤压为主,剪切形变不明显.西南一侧(大致对应怀来盆地)情况恰好相反,形变以拉张为主,最大张应力方向为北东 33° ,剪切应变较为明显;③ 该区域应变等值线的优势方向为北西向,这表明本区的形变主要受北西向的构造控制,北东向构造的影响在应变等值线图上没有明显反映.

2 延庆盆地地震活动性分析

2.1 现代和历史地震活动

在研究区内,截止到 1994 年 3 月 31 日有历史记录或有现代仪器记录的 4 $\frac{3}{4}$ 级以上的地震共 23 个.其中,6 级以上的地震有 3 个,分别为 1337 年怀来延庆 6 $\frac{1}{2}$ 级、1484 年居庸关 6 $\frac{1}{2}$ 级和 1720 年河北沙城 7 级地震(蔡华昌等,1994).

4 $\frac{3}{4}$ 级以上地震在空间上主要集中在北西向和北东向的两个方向上.其中,新保安至昌平北西向地震集中分布尤为明显.在时间上,地震的分布很不均匀,地震活动在 1337~1724 年期间较集中出现,6~7 级以上地震都发生在此期间.而其前后地震活动性较弱,震级也不超过 5 $\frac{1}{2}$ 级.小于 3.0 级的地震震源深度多集中在 8~10 km,4~5 级地震震源深度又集中分布在 15~20 km 左右.

2.2 古地震事件

古地震事件研究,对于断陷盆地的地震构造,边缘断裂的活动性和盆地的形成机制均具有重要的意义.而且对于沿一条活断层重复地震事件间隔以及它对地质地貌的效应也同样的重要.在研究区范围内的古地震事件和第四纪断裂活动有:

(1) 河北怀来黄土窑第四纪 3 次古地震事件(方仲景等,1989).

(2) 宣化盆地南缘断裂上揭露出 3 次古地震事件,平均复发周期为 $1\,615 \pm 360$ a(冉勇康等,1995).

(3) 怀来东园村砖瓦厂北西向断层大剖面考察,分析出 4 次古错断事件,其年代分别为:① 早于 2.2×10^4 a;② 稍老于 1.54×10^4 a;③ 老于 0.94×10^4 a;④ 事件新于 0.94×10^4 a.不排除④ 事件是历史地震事件的可能(冉勇康等,1991).

(4) 延庆盆地北缘正断裂带是山西中部地震构造带东北端京西北盆岭区的一条规模较大的断裂带,长约 60 km,走向北北东-北东东.全新世以前的每次事件位移量较大,表现为断裂的脆性破裂形式.全新世以来的每次位移量较小.断层作用事件的平均重复间隔约为 $5\,200 \pm 500$ a,断裂运动有逐渐向盆地中心方向迁移的趋势(程绍平等,1991a).

(5) 玉皇庙—西羊坊地段位于北京延庆盆地北缘正断裂带的西部,至今共发生 4 次断层作用事件(程绍平等,1991b).

3 延怀盆地综合地球物理研究及其地质解释

3.1 北京—怀来—丰镇 H-20 二维密度反演剖面

根据地震测深速度结构剖面，将 P 波速度换算为密度值，形成二维密度剖面的初始模型，采用多边形重力计算公式正、反演计算，取得二维密度反演剖面。具体计算方法可参阅刘昌铨文章^①。

从图 1 可见，该剖面可分为 3 段。东、西两段各层密度基本相近似，只是上地壳下部，西段密度为 2.86 g/cm³，东段密度为 2.91 g/cm³。中段地壳各层的密度均较其两侧偏低，其各层密度值较东、西两侧各层的密度差随深度的增加逐渐减小。其中，上层地壳的密度较东、西两侧的密度值偏低得比较明显。中段的范围恰好与延怀盆地相对应。

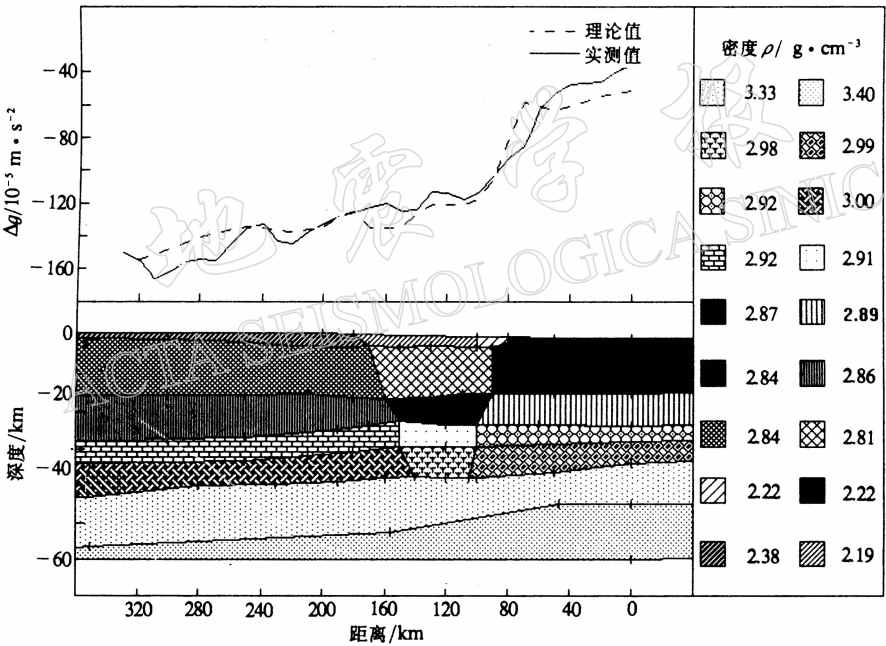


图 1 北京—怀来—丰镇 H-20 二维地壳密度反演剖面

3.2 北京—怀来—丰镇 H-20 波速比 $\gamma(v_p/v_s)$

根据北京—怀来—丰镇 H-20 测深剖面资料(见图 2)，利用 Seis83 程序包进行资料处理，获得 P 波、S 波联合解的波速比 $\gamma(v_p/v_s)$ 。

延怀盆地地壳分为上地壳和下地壳(见图 3)，上地壳(很薄的地壳表层除外)又可分为上、下两部分。上地壳上部厚度为 15 km，P 波速度为 6.0~6.2 km/s，波速比由剖面西端的 1.74 向东逐渐减小，东端波速比减至 1.71~1.72。大致在剖面桩号 110~140，深度为 12 km 左右，深反射剖面(双程走时 3~5 s)存在一些不连续的局部反射事件 C。上地壳上部电性层电阻率值在桩号 175 以西为 $2.5 \times 10^2 \sim 6.3 \times 10^2 \Omega \cdot m$ ，桩号 175 以东为几十至数

① 刘昌铨，1995. 华北北部三维地壳密度模型。

百欧[姆]·米. 上地壳下部地壳西厚东薄, 厚度为 13~9 km, 层速度为 6.35~6.40 km/s, 波速比为 1.76~1.74. 桩号 160~110 之间波速比为 1.77, 它高于东西两侧. 与这一范围大致相当的电磁测深 YH3 剖面解释结果有一明显的电性异常分界线. 从 306 号点的地表面起, 大致呈 45° 倾角, 向东延伸在 310 号点下深度达 12 km 左右, 该电性异常分界线以上(浅部)视电阻率值为 $2.5 \times 10^2 \sim 39.8 \times 10^2 \Omega \cdot m$, 分界线以下(深部)视电阻率值为几十至

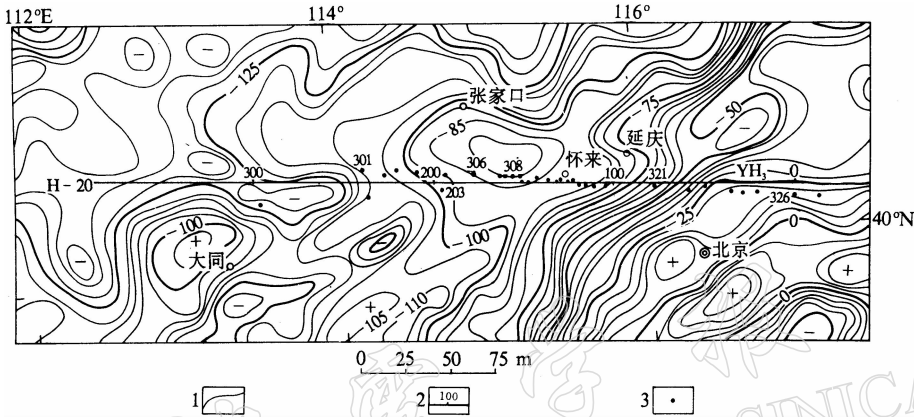


图 2 延怀盆地工作布置图
1. 布格重力异常, 2. 测深剖面, 3. 电磁测深点

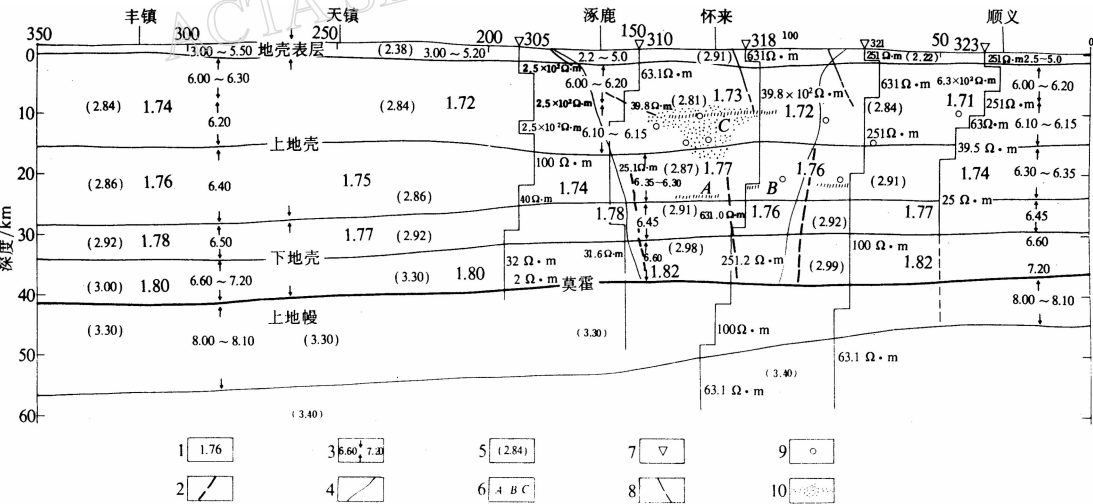


图 3 北京—怀来—丰镇 H-20 综合地球物理及其地质解释剖面

1. 波速比(v_p/v_s), 2. 推测深断裂, 3. P 波速度, 4. 密度分界线, 5. 密度值,
6. 深反射事件, 7. 电磁测深点, 8. 浅部断层, 9. 地震, 10. S 波低速异常

数百欧[姆]·米^①, 再向东电性异常分界线逐渐变缓, 终止在 316 号下其深度为 14 km 左右. 电性异常分界线变缓的范围恰好与深反射事件 C 重合. 宽频带数字地震台网反演结果

① 赵国泽, 1995. 华北北部地壳上地幔电性构造探测研究(85-907-02-03-02).

显示, 大致在 314 号点下方深度为 16 km 处有一低阻-高导块体分布. 电性高导块体分布范围大致相当的深度 6~20 km 为 S 波低速度块体^①.

在桩号 140~120 和桩号 115~110 与桩号 80~90 处, 上地壳下部底界面附近有一不连续的深反射事件 A 和不连续的深反射事件 B, 双程走时为 8~9 s, 深度为 24 km 左右. 上地壳下部电性层电阻率约为几十至数百欧[姆]·米^②.

下地壳亦可分为上、下两部分: ① 下地壳上部, 厚度约为 5~6 km, P 波速度为 6.50 km/s 左右, 波速比为 1.77~1.78, 电性层电阻率为几十至 100 $\Omega \cdot \text{m}$, 约在桩号 115 附近电阻率增至 631 $\Omega \cdot \text{m}$, 这里恰好是在 B 反射事件的出现范围内; ② 下地壳下部, 厚度为 12~14 km, P 波速度为 6.60~7.20 km/s, 在桩号 150 以西波速比为 1.80, 以东为 1.82. 电性层电阻率为几十至 100 $\Omega \cdot \text{m}$, 在桩号 115 附近增为 251 $\Omega \cdot \text{m}$.

莫霍界面由西向东逐渐上升, 深度为 41~37 km. 应当特别指出的是在延怀盆地区域莫霍界面没有明显起伏, 上地幔顶部电性层电阻率一般为几十至 100 $\Omega \cdot \text{m}$.

宽频带数字地震仪台网探测结果认为, 延怀盆地及其邻区莫霍界面深度为 40 km 左右, 其深度变化不明显. 但莫霍界面上、下 S 波速度在横向上有明显的变化, 延怀盆地的下方速度反差较小而在盆地外围地区(特别是延庆盆地西北侧)莫霍界面上、下 S 波速度变化较大, 形成明显的 S 波速度间断面^③.

3.3 北京—怀来—丰镇 H-20 综合地球物理剖面的地质解释

该剖面地质解释的核心是在剖面的中段, 即桩号 175~80 之间, 恰好与延怀盆地的范围相应. 它大致为东、西两条密度分界线所分割的范围: ① 地质解释剖面中, 东密度分界线大致对应了紫荆关断裂带. 该断裂带向东南倾, 倾角 $50^{\circ} \sim 75^{\circ}$, 属于正断层(高文学, 马瑾, 1993). 在 15 km 以下, 密度分界线推测为深部高角度深断裂; ② 桩号 120 即大地电磁测深点 318 号的西侧, 地表为延庆—矾山断裂带(即延庆盆地的西北边界), 断层倾向东南, 属正断层. 这里地表出露有大海坨花岗岩岩体其深部对应为不连续深反射事件 B, 亦解释为高角度深断裂; ③ 桩号 150~100 之间为延怀盆地的范围, 在深度为 10 km 左右分布有深反射事件 C 和 S 波低速度层(西厚东薄). 6~10 km 的深度, 呈现为 S 波低速度块体; 电性低阻-高导块体; 二维密度剖面图中反映为低密度区(2.87 g/cm^3); 波速比对应为高值区(1.77). 多种物性参数的综合反应意味着在深度 10~20 km 处有一高温岩体, 在盆地内现已发现的多处热水区(温度在 $36 \sim 89^{\circ}\text{C}$)是一很好的佐证. 大海坨正磁异常只是反映了出露地表花岗岩岩体的磁性特征; ④ 从图 3 中可以看出, 在高温岩体的外围有多次地震活动, 1720 年沙城(怀来)7.0 级地震很可能也与高温岩体和深部高角度深断裂的关系十分密切; ⑤ 西密度分界线(桩号 180, 电磁测深 306 号测点东侧)结合电性异常分界线解释为地表下花园断层向下延伸, 断层向东南倾, 深部倾角逐渐变缓并与深反射 C 事件和 S 波低速度层归并. 20 km 以下的密度分界线解释为高角度深断裂.

4 延怀盆地与华北其它大震区壳幔结构的对比

4.1 延怀盆地地震区

从上述探测研究结果分析, 延怀盆地壳幔结构的特征可以归纳为以下几点(见图 3): ①

① 刘启元, 1995. 延怀盆地及邻近地区地壳上地幔精细速度结构探测研究(859-07-02-02-02).

② 张先康, 1995. 延庆盆地及其邻近地区地壳上地幔精细速度结构探测研究(85-907-02-02).

地壳分为上下两层,地壳厚度从西向东逐渐减薄;② 上地壳上部层速度在延怀盆地范围内略低,总体来说变化不大,波速比接近正常值.上地壳下部以怀涿盆地西部为界,P波速度和波速比有较为明显的变化;P波速度西侧高,东侧低,波速比在延怀盆地范围内明显增大(1.77~1.76);③ 下地壳内P波速度和波速比的变化与上地壳下部的状态相近似.只是下地壳波速比普遍增高(>1.77),怀涿盆地西部边界以东波速比增至1.78~1.82.参照前苏联境内S波用于岩石层研究结果(Alekseev *et al.*, 1988),认为壳内波速比的增大将意味着壳内岩石层基性和超基性成分增加、裂隙发育或温度增高.图3中深断裂以及沿深断裂在地表出露的基性岩和深层岩浆侵入体的分布就是很好的佐证.

4.2 邢台地震区

二维速度结构图中,深度在10 km(上地壳)和17~18 km(中地壳)为低速度层^①.它与电性低阻层的深度基本相当.下地壳底部有强速度梯度层-壳幔过渡层.深反射剖面解释结果表明,在上地壳内由西向东倾斜、倾角随深度逐渐变缓的连续反射层-滑脱构造带,大致终止在中、下地壳内呈北东向分布的高角度走滑断层的上方(王椿镛等,1994).高角度深断层的東西两侧,其波速比(v_P/v_S)分别为1.77~1.80和1.73~1.74.1966邢台6.8级地震震源区就大致位于高角度深断层和浅部滑脱断裂带的交汇处.

4.3 海城地震区

海城地震区位于辽南上地幔隆起东部斜坡上的一个局部上地幔凸起带东侧.中地壳存在低速-高导层,有利于在上地壳中的应力积累.震源区附近,不仅地表热流高,而且上地幔顶部的温度结构存在明显的横向不均匀性.特别是中地壳内的温度明显增高.震中区西侧地壳浅部有断裂,深部在震中区东、西两侧均有超壳深断裂,构成地幔物质上涌的通道.两条深大断裂所控制的范围内,地球物理场与深部结构均出现明显的异常区(卢造勋等,1990).

4.4 唐山地震区

唐山地震区位于阴山—燕山南缘活动构造带与北北东向的华北平原活动构造带的交汇处,地震发生在莫霍面局部隆起的东南一侧,上地壳内层速度有明显的横向变化.

唐山震源区折射测深剖面解释在深度5.0 km以下为一近垂直错断为主的断层(刘昌铨,嘉世旭,1986),根据深反射剖面双程走时0.5~3.5 s表明亦存在深断裂(陆涵行等,1988).在上述断层的东侧,根据双程走时3.5~6.0 s反射波场特征推测存在高角度深断层,深度为9.0~18.0 km.中、下地壳内有低速度层或低速度体,它大致与壳内高导层基本相当.下地壳的底部有十分明显的高速度梯度层-壳幔过渡带.唐山—滦县一带大地热流值为48.534 4~79.496 mW/m²(刘昌铨,嘉世旭,1986).

5 延怀盆地地震危险性分析

从上述对比分析不难看出,大震的孕震发震环境大都具有地幔上隆、壳内和上地幔顶部有低速-高导层分布;中、下地壳内有高角度深断裂;波速比(上地壳反映断裂发育程度,中、下地壳反映岩石基性成分)、岩石密度、速度以及温度形成的不均匀分布等异常现象.邢台、唐山和海城地震区及其外围均具有上述若干相似之处.地震孕育到发震是地质体在外力

① 嘉世旭,刘昌铨,1995.邢台地震区波速比异常与地震的关系.

作用下, 应力积累—破裂—释放一次完整的力学过程. 上述地震区虽处在同一个北东东向主压应力场的作用下, 但由于各地质块体在不同的地质时期经受着地质构造运动和动力学演化过程的不同, 反映出主震发震断层的破裂方向与前、主和余震的分布规律则各有明显的区别.

延怀盆地与上述地震区相比既有某些共同的相似性, 也具有与上述地震区不同的壳幔结构和构造演化过程. 根据: ① 怀来盆地上地壳内具有 S 波低速度块体(6~20 km)、低密度(2.67 g/cm^3)以及波速比偏高(1.77)等同源物性异常, 推测延怀盆地在上述地壳下部存在高温岩体; ② 在高温岩体的深部有高角度深断裂(可能是岩浆侵入的通道), 高温热水分布意味着至今还有深部岩浆活动(已发现 10 个热水区, 温度在 $36\sim 89^\circ\text{C}$, 其中后窑热水区温度高达 89.8°C); ③ 涿鹿盆地西侧, 地表下花园断裂的深部推测亦存在高角度深断裂; ④ 第四纪以来张家口—北京—烟台断裂带活动不断加剧; ⑤ 地形变的异常现象以及古地震事件的考察结果, 认为延怀盆地及其周边地区具有发生中强地震的深部构造背景, 不排除有发生 7 级地震的可能性.

本研究工作得到了杨健、方盛明、盖玉杰、孙国伟、魏芳、朱秀华、孙桂香、吴岫云、刘庆华和林黄莺等同志的热情支持; 文中插图由潘菊敏绘制. 在此一并表示感谢.

参 考 文 献

- 蔡华昌, 张四昌, 胡占安, 等, 1994. 1720 河北沙城地震研究. 地震地质, **14**(4): 380~388
- 程绍平, 方仲景, 杨喆, 等, 1991a. 北京延庆盆地北缘正断裂带姚家营地点的活动特征. 活断裂研究, (2): 131~139
- 程绍平, 杨喆, 杨桂枝, 1991b. 北京延庆玉皇庙—西羊坊地段断层作用和构造地貌研究. 活断裂研究, (2): 163~175
- 方仲景, 程绍平, 王景铎, 等, 1989. 河北怀来黄土窑古地震剖面. 地震地质, **11**(2): 66~68
- 高文学, 马瑾, 1993. 首都圈地震地质环境与地震灾害. 北京: 地震出版社. 4~12
- 李钦祖, 1980. 华北地壳应力场的基本特征. 地球物理学报, **23**(4): 376~388
- 刘昌铨, 嘉世旭, 1986. 唐山地震区地壳上地幔结构特征. 地震学报, **8**(4): 341~353
- 陆涵行, 曾融生, 郭建明, 等, 1988. 唐山震区深反射剖面分析. 地球物理学报, **31**(1): 27~36
- 卢造勋, 刘国栋, 魏梦华, 等, 1990. 中国辽南地区地壳与上地幔介质的横向不均匀性与海城 7.3 级地震. 地震学报, **12**(4): 367~378
- 冉勇康, 方仲景, 王景铎, 等, 1991. 怀来东园村砖瓦厂北西向断层大剖面. 活断层研究, (4): 116~121
- 冉勇康, 王景铎, 彭斯震, 等, 1995. 河北宣化盆地南缘断裂的古地震遗迹. 地震地质, **17**(1): 44~46
- 王椿镛, 张先康, 吴庆举, 等, 1994. 华北盆地滑脱构造的地震学证据. 地球物理学报, **37**(5): 613~620
- 徐杰, 洪汉净, 赵国泽, 1985. 华北平原新生代裂谷盆地的演化及运动学特征. 见: 国家地震局地质研究所(编), 现代地壳运动研究, No. 1. 北京: 地震出版社. 26~40
- 张连甲, 黄立人, 1989. 怀来、延庆地区的水平形变. 地震地质, **11**(2): 79~84
- Alekseev A S, Egorkin A V, Pavlenkova N I, 1988. Shear waves in lithosphere studies on the territory of the U S S R. *Tectonophysics*, **154**: 227~239