

基于大地测量资料的现代板块构造实体的统计检验方法^{*}

吕志平¹⁾ 吴显兵²⁾ 张超¹⁾

1) 中国郑州 450052 解放军测绘学院

2) 中国西安 710054 西安测绘研究所

摘要 提出了应用足够密度的大地测量资料进行板块构造实体及刚性假设的测量统计检验模型, 所建立的统计量在一定意义上可视为比较各块体刚性程度的一个数量指标。通过实算验证了有关全球大板块和中国区域构造的一些分析结论, 从而证明了本方法在检验块体的刚性程度及边界划分等应用中的有效性。

主题词 板块构造 刚性假设 大地测量 假设检验

引言

应用大地测量数据通过两台站间基线长的复测比较, 可以验证板块实体划分的正确性, 并可检验刚性假设的真实性(胡明城, 1994)。应用这种方法的前提是要求台站的复测精度高于板块相对运动速度或板内形变速度, 因而精度相对较低或复测次数较少但密度较大的局部大地控制网不能在这种方法中得到应用; 以边长作观测量可以避开观测量属不同坐标系的影响, 但不同测量手段及不同年代的测量成果间仍存在着不同尺度基准的系统影响; 在检验刚性板块假设的真实程度方面, 边长比较法仅仅得到的是含有测量误差干扰的数条边的变化率, 而无法给予块体总体上的刚性假设可靠性评价。

据此, 本文提出了板块实体及其刚性假设的测量统计检验方法。应用该方法时, 观测量即为实测坐标值, 而无需担忧它们是否属于同一坐标系及是否具有相同的尺度基准。由于检验结果反映了区域运动的整体趋势, 即多点观测量中含有的系统性成分, 故不一定要求单个观测量的精度高于地壳构造运动量级。随着空间大地测量资料的积累, 应用本方法得到的实算结果能为地壳构造新的划分提供参考依据。

1 板块实体的统计检验模型

已知刚性板块的运动模型为(Lichtenegger, Sunkel, 1987; 陈俊勇, 1993; Minster, Jordan, 1978)

$$\Delta \mathbf{r} - \Delta \mathbf{r}_0 = \boldsymbol{\omega} \times (\mathbf{r}^{(1)} - \mathbf{r}_0^{(1)}) \quad (1)$$

* 国家自然科学基金资助 49474206. 测绘遥感国家重点实验室资助 WKL(94)0201.
1996-05-29 收到初稿, 1997-05-13 收到修改稿并决定采用。

式中, $\Delta\mathbf{r} = \mathbf{r}^{(2)} - \mathbf{r}^{(1)}$, $\Delta\mathbf{r}_0 = \mathbf{r}_0^{(2)} - \mathbf{r}_0^{(1)}$ 分别为块体内任一点及一固定点 0 在历元(2)与历元(1)的位置矢量差; $\boldsymbol{\omega}$ 为板块的旋转矢量. 如在亚板块运动模型中引入变形速率 k , 列出了 k 在单位球面上的模型(Lichtenegger, Sunkel, 1987), 并设其为三维空间运动, 则运动模型为

$$\Delta\mathbf{r} - \Delta\mathbf{r}_0 = \boldsymbol{\omega} \times (\mathbf{r}^{(1)} - \mathbf{r}_0^{(1)}) + k(\mathbf{r}^{(1)} - \mathbf{r}_0^{(1)}) \quad (2)$$

其中, 固定点 0 为变形中心, 该点在三维运动模型中可任选. 显然, 式(2)实际上即为体应变模型.

在无地壳构造运动的情况下, 两期复测坐标受坐标系定义差的影响, 也存在着差异, 其转换关系为(Boucher, Altamimi, 1991)

$$\Delta\mathbf{r} - \Delta\mathbf{r}_0 = \mathbf{Q} \times (\mathbf{r}^{(1)} - \mathbf{r}_0^{(1)}) + m(\mathbf{r}^{(1)} - \mathbf{r}_0^{(1)}) \quad (3)$$

式中, \mathbf{Q} 为坐标轴的旋转矢量, m 为两坐标系的尺度比参数.

在应用实测数据建立块体运动模型的过程中, 为了避免不同参考基准的影响(转换参数难于精确确定), 可采用基线变化率作为观测量(黄立人, 1994; Kurt, Duncan, 1993). 而在板块实体的划分及刚性假设的统计检验中, 可放心地应用不同坐标系中的测量资料. 因为由式(1)、(2)和(3)显见, 如各点位于同一板块内, 则板块运动参数将完全被坐标系的转换参数所吸收.

应用 n 个台站的实测资料, 经检验满足模型(1)或(2), 则可以认为这 n 个台站组成的面域属于同一板块; 反之, 则认为该面域内可能存在构造边界线或该面域不满足刚性假设. 为了构造式(1)和(2)的检验统计量, 可考察如下的线性模型一般式:

$$\Delta\mathbf{r} - \Delta\mathbf{r}_0 = \mathbf{A}(\mathbf{r}^{(1)} - \mathbf{r}_0^{(1)}) \quad (4)$$

式中, $\mathbf{A} = [a_{ij}]$ ($i, j = 1, 2, 3$) 为系数阵, 即为应变张量和转动张量之和. 如 \mathbf{A} 中的元素存在约束

$$\begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 & -1 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & -1 \\ 0 & 1 & 0 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 & 1 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_{11} \\ a_{12} \\ a_{13} \\ a_{21} \\ a_{22} \\ a_{23} \\ a_{31} \\ a_{32} \\ a_{33} \end{bmatrix} = 0 \quad (5)$$

则由式(5)消去式(4) \mathbf{A} 中的多余参数, 式(4)即转化为式(3)(式(2)). 因此, 应用坐标观测量检验式(1)和(2), 也就是检验线性约束条件(5). 不难看出, 当式(5)成立时, 统计量

$$F = \frac{(S_H - S)/5}{S/(3n - 12)} \sim F(5, 3n - 12) \quad (6)$$

式中, S , S_H 分别为式(4)和(3)的残差平方和; n 为检验区域的观测点数.

式(4)表明, 测量数据所能反映的形变主项是线性的. 区域内测量数据能否反映非均匀形变的影响, 可通过 t 检验完成. 方法是在式(4)的基础上增加二次项, 检验所增非线性项的显著性, 如显著, 则可将原检验区域进一步划小.

从运动学角度分析，在所检验的区域内活动断层的各主要类型组成了一套构造，它们以不同方式使地壳运动，以适应全球板块构造运动或局部应力支配所需要的调节。例如，如区域内右行和左行走滑断层不平衡，则表现为旋转；正滑断层和逆滑断层的综合影响是使水平和垂直方向伸长或缩短。因此，式(6)是边界运动和内部运动的综合反映。按照板块构造理论，这种综合运动的一级近似应满足模型(1)或(2)。当区域内实测点的数量足够时，统计量(6)反映的正是该区域的运动状态与刚性板块运动(含体应变)的整体偏差。因此，应用实测资料，通过式(6)可验证板块划分和刚性假设的正确性。

不难理解，在理想情况下，式(4)与式(1)[或式(2)]等效，式(6)中的 S_H 与 S 仅受观测偶然误差的影响，其值相等，因此 F 值为 0。故实际检验得到的 F 值的大小还可作为衡量刚性程度的一个数量指标。此外，由于所建立的块体检验模型是一种依据多点数据的统计方法，因此，可能在测量噪声中反映出具有相同系统性运动趋势的块体实体，从而确定出块体的边界，为地壳构造新的划分提供参考。

2 计算和分析

2.1 全球板块实体的验证及刚性程度的比较

在全球 ITRF 地球参考架中，选择有实测速度的台站点(未有实测速度的台站坐标在历元归算中采用了板块运动模型如 NNR-Nuvel1，故不选用)，且一站有多点时(并置站)只选其中一点。受 ITRF 台站密度和分布的限制，按以上选点原则，在 Boucher, Altamimi (1991, 1994) 中选出欧亚板块 27 点(均位于西欧部分)、北美板块 34 点以及太平洋板块 15 点(图 1)，其余板块点数太少不宜进行计算。两组坐标的历元分别为 1984.0 和 1993.0(时间尺度 9 年)。计算结果见表 1。由表可见：

(1) 表中序号 1,2 和 3 的检验结果被拒绝，表明该 3 区域不属于板块实体。比较表中序号 4 和 5 的 F 值与临界值可得：西欧区域的刚性程度较强；太平洋板块中的已知台站虽然分布较散，但 F 值却较小，表明太平洋板块在检验区域内是一个完整的整体。如改变显著水平为 0.01，则序号 6 的原假设也可接受，表明北美板块的刚性程度较弱，即其受板内形变的影响明显或可进一步划分出小板块。

(2) 当检验区域中有个别点位于构造分界线之外时，从总体上看，这“个别点”可能不致于对整个统计检验结果产生太大的影响，但这“个别点”将是式(1)和(2)的“强影响点”。表 1 中序号 7 是在西欧区域(27 点)中加入非洲板块上的 HELWAN 点(图 1 中以“ Δ ”示出)后的检验结果。HELWAN 点在地理位置上虽然与西欧很接近，但比较表中序号 4 与 7 的 F 值，显然该点是一个强影响点。由此可见，检验通过后再进行“回归诊断”(陈希儒, 王松桂, 1987)是很有必要的。

表 1 全球板块和中国亚板块实体的测量统计检验

| 序号 | 区 域 | 自由度 | F 值 | 参考临界值 (显著水平 0.1) |
|----|---------------------|--------|-------|---------------------|
| 1 | EUR A+NOAM (61 点) | 5, 171 | 3.86 | 1.89 |
| 2 | EUR A+PCFC (42 点) | 5, 114 | 5.17 | 1.91 |
| 3 | NOAM+PCFC (49 点) | 5, 135 | 11.5 | 1.96 |
| 4 | EUR A (27 点) | 5, 69 | 0.68 | 1.94 |
| 5 | PCFC (15 点) | 5, 33 | 0.98 | 2.04 |
| 6 | NOAM (34 点) | 5, 90 | 2.84 | 1.92 |
| 7 | EUR A+HELWAN (28 点) | 5, 72 | 1.96 | 1.93 |
| 8 | 中国大陆 (39 点) | 5, 105 | 7.34 | 1.91 |
| 9 | 中国西部 (16 点) | 5, 36 | 2.90 | 2.02 |
| 10 | 中国东部 (23 点) | 5, 57 | 0.68 | 1.96 |
| 11 | 青藏块体 (8 点) | 5, 12 | 2.87 | 2.39 |

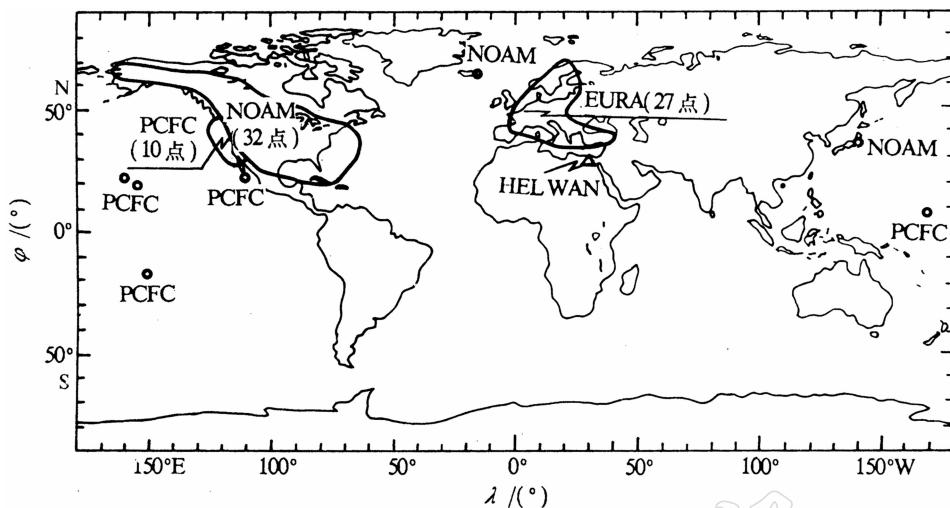


图 1 全球板块验算采用的台站分布图

EUR A 表示该点位于欧亚板块; PCFC 表示该点位于太平洋板块; NOAM 表示该点位于北美板块

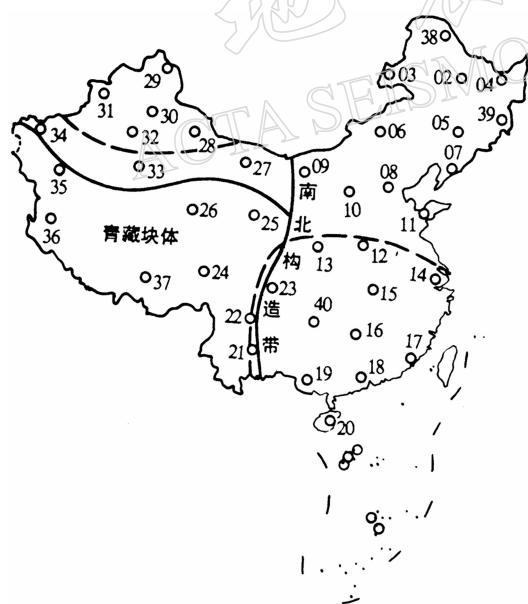


图 2 中国区域构造验算采用的点位分布图

生干扰。考虑到其部分影响会在式(3)中的 $r^{(1)} - r_0^{(1)}$ 中抵消, 部分被参数 m 吸收, 剩余部分才构成对式(6)的系统影响。

表 1 中序号 8, 9 和 10 是对中国大陆刚性假设的检验结果。由表可见, 以南北构造带将我国划分成东西两部(马宗晋, 1990; 马宗晋等, 1993; 国家地震局, 1989)后, 刚性程度明显提高。但西部地区的 F 值仍偏大, 表明该区域的地壳构造较复杂。

2.2 中国大陆亚板块实体的初步试算

我国 50 年代布设的精度为 10^{-6} 量级的天文大地网(忽略布网期间锁环内的相对位移, 则天文大地网的布设时间以一等锁为准)与 90 年代布设的精度优于 10^{-7} 量级的全国 GPS 一级网的时间尺度为 40 年, 两期复测有重合点 39 个(图 2)。天文大地网的精度较低, 本文采用此数据计算的理由是: ① 两期复测的时间尺度较长; ② 天文大地网的密度较大, 而块体划分和刚性假设的检验仅仅是属于统计性的定性分析。至于天文大地网本身是否存在局部性系统误差问题, 由于计算采用的是整体平差后的 1980 年国家大地坐标系中的成果, 可以认为网的本身不会存在明显的局部性系统误差。但采用三维坐标时, 高程方向的高程异常的精度会对检验结果产

下面以运动量级较大的青藏亚板块为对象，作为本方法应用于块体划分的尝试。西部的青藏亚板块40年位移的量级可能达到米级（马宗晋等，1993；国家地震局，1989）。考虑到青藏地区的观测点较少，又由表1中序号11的结果知青藏块体本身的刚性程度较弱，故计算时分别以东南和西北地区确定与青藏块体的边界，计算方法是逐渐扩大检验区域的范围。当被扩大的一点与原区域属于同一块体时，则该点对式(2)的影响应具有一定的稳定性，表现为F值变化不大；而当被扩大的点属强影响点时，则表明该点已位于分界线的另一侧或位于强形变区。计算结果见表2。表中“点号”栏是指检验区域是由所列点号所组成的区域。

表2 青藏亚板块实体的划分试算

| 序号 | 东南地区 | | 西北地区 | |
|----|---------------|------|-----------|------|
| | 点号 | F值 | 点号 | F值 |
| 1 | 12~21, 40, 23 | 0.23 | 28~32 | 0.53 |
| 2 | 12~21, 40, 22 | 0.48 | 28~32, 27 | 2.02 |
| 3 | 12~21, 40, 11 | 0.93 | 28~32, 34 | 2.59 |
| 4 | 12~21, 40, 10 | 1.61 | 28~32, 33 | 1.28 |

由计算结果组成的块体范围（表2中序号1）已在图2中用虚线画出，其与青藏亚板块（图2中实线部分）的边界（国家地震局，1989）比较极为接近。由表2可见，西北地区的27, 34和33号点属强影响点，可能它们已处于强形变区（设这些点的天文大地网观测数据均不存在粗差）。

由于复测点较少，天文大地网点的精度又不高，故本文的计算只是初步的，在应用于块体划分时强影响点的剔除算法也还有待于进一步完善。目前，我国空间大地测量正在广泛深入的开展中，应用这些资料进行计算，其结果对于研究中国大陆的地壳结构无疑能起到积极的作用。

3 结论

(1) 通过寻找线性约束关系，建立了刚性板块运动模型的检验方法。应用该方法时，复测成果不必考虑不同大地测量参考基准的统一问题。依据区域内多点的实测坐标计算的检验统计量反映了该区域与刚性假设的总体偏差。实算结果验证了刚性运动作为地壳运动一级近似的可靠性。

(2) 所建立的统计量值的大小可作为衡量块体刚性程度的一个数量指标，从而在一定程度上使刚性假设的准确性与数量指标相联系。

(3) 由于所建立的块体检验模型是一种依据多点数据的统计方法，因此，可能从测量噪声中反映出具有相同系统性运动趋势的块体实体，从而确定出块体的大致边界。

参 考 文 献

陈俊勇，1993. 高精度地面点位的三维地心坐标和板块运动. 测绘通报, (3): 3~5

陈希儒，王松桂，1987. 近代回归分析. 合肥：安徽教育出版社. 91~150

国家地震局，1989. 中国岩石圈动力学地图集. 北京：中国地图出版社. 21

胡明城，1994. 动力大地测量学. 现代大地测量学，下册. 北京：测绘出版社. 493~902

- 黄立人, 1994. 形变场的模拟. 动态大地测量. 北京: 中国铁道出版社. 188~273
- 马宗晋, 1990. 中国大陆地震分区及其动力学讨论. 国际大陆岩石圈构造演化与动力学讨论会论文集. 北京: 科学出版社. 86~95
- 马宗晋, 叶洪, 陈树岩, 1993. 地球活动构造解说. 北京: 地震出版社. 123
- Boucher C, Altamimi Z, 1991. ITRF89 and other realization of the IERS terrestrial reference system for 1989. *IERS Technical Note* 6. Paris. 136
- Boucher C, Altamimi Z, 1994. Result and analysis of the ITRF93. *IERS Technical Note* 18. Paris. 128
- Kurt L, Duncan C, 1993. Space geodetic measurement of crustal deformation in central and southern California 1984~1992. *J Geophys Res*, **98**(B12): 21 677~21 712
- Lichtenegger H, Sunkel H, 1987. A contribution to the kinematics of plate tectonics. *Bull Geod*, **61**: 281~289
- Minster J, Jordan T, 1978. Present-day plate motions. *J Geophys Res*, **83**: 5 331~5 354

地 震 学 报
ACTA SEISMOLOGICA SINICA