

## 中国大陆现今地壳运动和构造变形\*

王 琪<sup>①</sup> 张培震<sup>②\*\*</sup> 牛之俊<sup>②</sup> J. T. Freymueller<sup>③</sup> 赖锡安<sup>①</sup>  
李延兴<sup>④</sup> 朱文耀<sup>⑤</sup> 刘经南<sup>⑥</sup> R. Bilham<sup>⑦</sup> K. M. Larson<sup>⑧</sup>

(①中国地震局地震研究所, 武汉 430071; ②中国地震局地质研究所和中国地震局现代地壳运动开放式科学研究中心, 北京 100029; ③Geophysical Institute, University of Alaska, Fairbanks, AK99775, USA; ④中国地震局第一形变监测中心, 天津 300180; ⑤中国科学院上海天文台, 上海 200030; ⑥武汉大学地球科学与测量工程学院, 武汉 430071; ⑦Department of Geological Sciences and CIRES, University of Colorado, Boulder, CO80309, USA; ⑧Department of Aerospace Engineering Sciences, University of Colorado, Boulder, CO80309, USA)

**摘要** 全球定位系统(GPS)揭示的中国大陆现今运动场清晰地表现出了以活动地块为单元的分块运动特征, 不同的活动地块具有不同的运动和变形方式. GPS 观测到的阿尔金断裂的左旋走滑速率仅 $(5.1 \pm 2.5)$  mm/a, 龙门山断裂的挤压缩短速率为 $(6.7 \pm 3.0)$  mm/a, 华南地块相对于欧亚大陆向东的运动速率是 11~14 mm/a, 这些结果均不支持青藏高原北部沿主要走滑断裂向东大规模挤出的假说. 中国大陆以活动地块为单元的现今构造变形可能与大陆岩石圈的结构和性质有关, 上地壳以脆性变形为主, 下地壳和上地幔以粘塑性的流变为特征, 从底部驱动着上覆脆性地块的整体运动.

**关键词** 全球定位系统(GPS) 现今地壳运动 活动地块 岩石圈动力学

中国大陆晚新生代构造变形与演化的地球动力学理论一直是国际地球科学研究的前缘热点, 现有的诸多理论和假说基本上可以归为两类: 一类是以“大陆逃逸”为代表, 认为大陆变形以沿巨大断裂的走滑运动和块体的横向滑移为主要方式, 近代的大规模滑移运动主要沿着阿尔金断裂进行<sup>[1]</sup>; 另一类则是以“地壳增厚”为代表, 认为大陆变形以地壳的缩短和增厚为主要特征, 而走滑运动只是发生在变形后期的次生现象<sup>[2,3]</sup>. 这两种有关大陆动力学理论的争论从 80 年代中期开始一直持续到现在, 中国大陆晚新生代构造变形或现代地壳运动的速度场是解决这一问题的关键所在.

GPS 观测结果提供高精度、大范围和准实时的地壳运动定量数据, 使得在短时间内获取中国大陆现代地壳运动的速度场成为可能, 并能够用于检验已有的大陆构造变形模式, 或提出新的模式. 中国的 GPS 观测起始于 1988 年, 目前已取得了一大批宝贵的观测数据<sup>[4~17]</sup>. 我们收集包括周边国家在内的 229 个 GPS 观测站的原始观测资料, 用统一的方法对其进行处理, 获得了中国大陆地壳运动的速度图象(图 1). 本文将结合中国大陆的活动地质构造, 探讨该运动图象所反映的现代构造变形及其动力学机制.

2000-08-03 收稿, 2001-01-26 收修改稿

\* 国家杰出青年基金(49825104)、国家重大基础研究发展规划 (G19980407)、国家攀登项目、“中国地壳运动观测网络”及美国科学基金会资助项目

\*\* 联系人

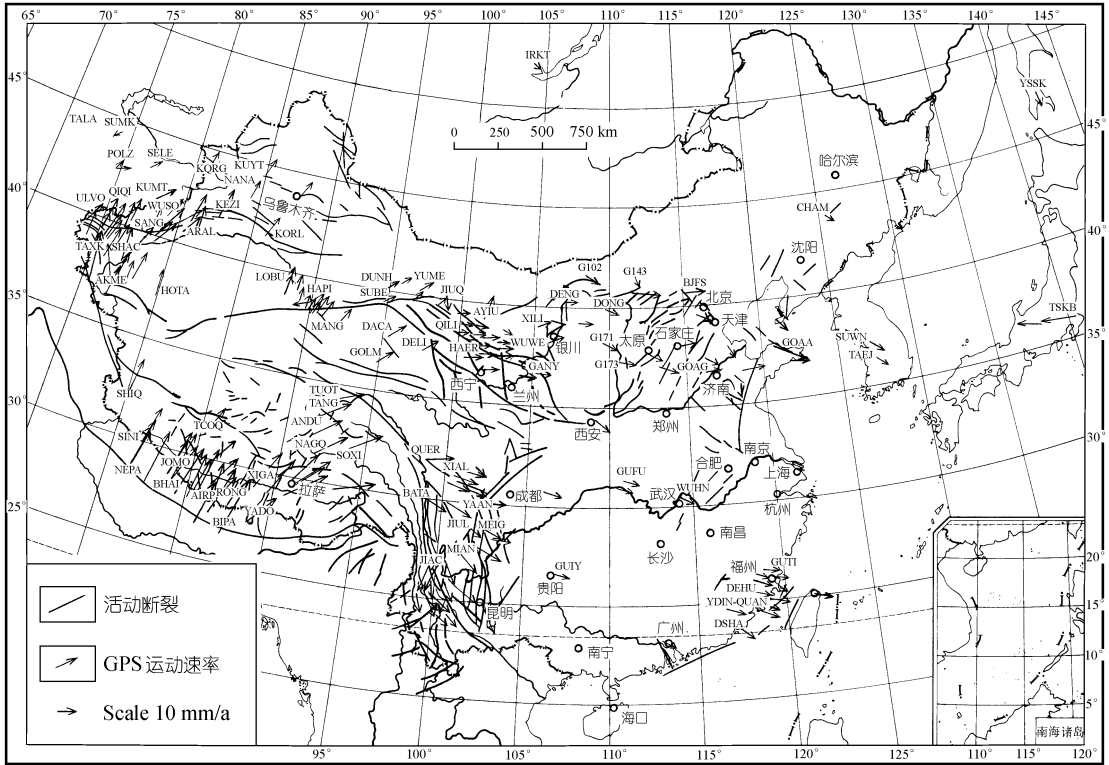


图 1 中国大陆地壳运动 GPS 速率图(1991~1999)

### 1 观测与数据处理

从 80 年代末期开始, 国内外有关单位利用 GPS 技术, 陆续在中国的川滇、河西走廊、青藏、新疆、华北等地区及尼泊尔进行区域流动观测, 并开展了大范围的国家 A 级网和“攀登项目”网观测, 共同研究了中国大陆及周边地区的现今地壳运动<sup>[4~17]</sup>.

上述 GPS 网的观测, 在很大程度上由不同单位在某个局部地区独立开展, 一方面, 各地区的观测资料在整体上缺乏有机联系; 而另一方面, 观测策略的不一致和逐步完善的 GPS 系统, 使得 10 年来积累的数据在质量上很不均匀; 加上彼此数据处理方法的不统一, 因而通过简单地归并各区域已有 GPS 位移场来研究大陆整体变形, 并以此确定各区域之间运动关系. 这在理论上不严格, 在现实条件下又不可靠. 唯一正确的途径是: 采用一致数据分析方法, 对区域原始观测数据进行重新处理, 获取中国大陆真正统一的地壳运动速度场.

本文中数据处理的关键是将中国大陆内外的 IGS(International GPS Service)永久性连续观测与不同时期的流动观测相结合, 其中 IGS 跟踪站构成一个大尺度、相对稳定、高精度控制网, 所有流动观测视为与该网的定期或不定期联测, 形成一系列以中国大陆为中心、网点数目不一、但网形结构基本相似的、洲际尺度的动态观测网<sup>[14~17]</sup>. 这种资料处理方案的优点在于既有效地保持参考框架统一、稳定, 又可在在此基础上严密、可靠地解算出各流动站点的坐标和位移速率, 从而获得中国大陆及周边地区现今地壳运动的速度场. 在具体实施上我们采用以下 3 个步骤:

(1) 用 GIPSY/OASIS-II 软件对原始数据进行处理<sup>[18]</sup>。数据处理以单日时段(24 h 以内)观测为基本单位, 采用无基准(Non-fiducial)算法<sup>[19]</sup>。将当日固定、流动观测资料联合处理, 解算各个测站的三维坐标, 并给出其方差-协方差, 形成所谓单日时段解。处理 9 年的固定、流动观测数据分两种情况: (1) 1991~1994 年间为全球解, 即将全球分布的跟踪站与中国大陆地区测站联合解算, 由于 1995 年前全球 IGS 跟踪站有限, 精密星历也不是最佳的, 全球解算有可能用区域性流动观测资料、最新模型、参考框架来精化轨道, 并以此提高测站坐标的定位精度。(2) 1995~1999 为区域解, 仅选取亚洲地区 IGS 与中国大陆地区测站联合解算, 不做轨道改进<sup>[14~17]</sup>, 直接利用 JPL 的无基准轨道和卫星钟差。1995 年后, 全球(包括亚洲)IGS 站点数量激增, 精密轨道已具有足够可靠性及高精度。因此跟踪站的选取上, 主要用亚洲地区及周缘 IGS 站点<sup>[14~17]</sup>, 目的是保证区域解具有与全球解一致的参考框架, 并便于后续的坐标转换。

(2) 为了从一系列自由网解中推算出有构造意义的测站位移速率, 所有单日时段解必须通过坐标转换归化到统一的坐标基准上。我们选择具有非整体旋转性质的 ITRF'97 作为统一坐标系统, 它是由全球上百个测站、由多种空间大地测量技术测定的测站坐标定位解综合产物<sup>[20]</sup>。各单日时段通过公共测站(基准站)的 7 参数转换, 旋转至该参考框架上<sup>[20]</sup>。由于这种转换取决于基准站速度和坐标的精度, 所以我们仅选取具有 5 a 以上观测历史的位于亚洲的 IGS 站和 Larson 等<sup>[17]</sup>选定的全球 IGS 站作为坐标转换的基准点, 以保证转换精度和一致性。然后将所有单日时段解作整网动态平差, 平差中各站的三维地心坐标及其方差-协方差作为伪观测值, 通过一个最小二乘解算, 得出各站在 ITRF'97 下的三维地心坐标及其运动速率, 及对应的测站坐标、速率估值的方差-协方差。

(3) 整网平差确定了各测站相对于地心的绝对位移, 为了研究中国大陆内部的构造变形, 必须消除欧亚板块在全球框架下的整体运动。我们的做法是从各个测站在 ITRF'97 框架下速度观测值中扣除属于 NNR-NUVEL-1A 模型欧亚板块刚性运动的理论速度值<sup>[21]</sup>, 两者之差就是各测站相对于稳定欧亚板块的相对运动或变形速度<sup>[9~17]</sup>。鉴于 ITRF'97 与 NNR-NUVEL-1A 在定义全球板块运动上的一致, 以上处理从运动学角度定义一个稳定的欧亚大陆参考基准, 是研究东亚和中亚大尺度变形的一个简单而实用的办法。

根据上述数据流理解算流程, 我们求得了中国大陆和邻区 229 测站的速度矢量。图 1 是这 229 个测站相对于欧亚板块稳定部分(西伯利亚)的变形速率图, 它从总体上勾画出了中国大陆在全球板块运动的作用下, 在欧亚板块内部的现今运动和构造变形状况。此结果与朱文耀等<sup>[9,12]</sup>, Shen 等和 Larson 等人的结果相比<sup>[15,17]</sup>, 不同成果给出的点位速率值及精度基本相同, 速率差异一般不超过 2~3 mm/a, 基本在(模型, 计算和参考框架) $2\sigma$  误差容许的范围内(95% 置信区域)。

## 2 现今地壳运动速度场与构造变形的分块特征

中国大陆岩石圈新生代和现代构造变形的最显著特征是巨大的晚第四纪活动断裂十分发育, 将中国大陆切割成为不同级别的活动地块<sup>[22~24]</sup>, GPS 所揭示的中国大陆现今运动场清晰地表现出了分块特征(图 1), 不同的活动地块具有不同的水平运动和变形方式。

位于尼泊尔境内喜马拉雅地区的 GPS 站点以相对于欧亚板块的向北运动为主, 略具向东的分量, 运动速率一般在 35~42 mm/a 之间, 与 Larson 等的观测结果一致<sup>[17]</sup>。这一运动方式实

实际上反映了印度板块与欧亚大陆碰撞之后的持续楔入作用,在地质上则表现为主边界冲断带(MBT)和山前冲断带(RFT)向印度平原的逆冲作用。

青藏高原南部拉萨地块的晚第四纪构造变形以一系列近南北向正断裂-地堑系以及断续的北西西走向的右旋走滑断裂为主要特征<sup>[25]</sup>。GPS 揭示出拉萨地块的优势运动方向为  $N30^{\circ} \sim E47^{\circ}$ , 平均速率为  $27 \sim 30 \text{ mm/a}$ 。拉萨站和西部狮泉河站之间的东西向拉张速率为  $14.5 \text{ mm/a}$ , 大于 Armijo 等根据活动断裂研究获得的长期平均速率 $(10 \pm 5) \text{ mm/a}$ <sup>[25]</sup>, 小于 Molnar 和 Deng 根据 20 多年地震记录所获得的 $(18 \pm 9) \text{ mm/a}$  东西向拉张速率<sup>[26]</sup>。虽然 GPS 拉张速率只是根据几年的观测数据, 不一定能代表长期平均运动, 至少反映了东西向拉张速率可能在  $15 \sim 20 \text{ mm/a}$  之间变化的事实。

青藏高原中部发育数条北西西走向的左旋走滑断裂, 将青藏地块分割成几个不同形状的次级地块(羌塘、昆仑、柴达木、祁连)。羌塘地块上有 5 个 GPS 观测点, 昆仑地块上没有 GPS 站点分布。根据 3 期以上的观测结果, 羌塘地块的 5 个测点显示出向  $N60^{\circ} E$  优势方向的运动, 速率平均在 $(28 \pm 5) \text{ mm/a}$ , 与其以南的拉萨地块不同。向北是没有 GPS 观测点的昆仑地块, 但昆仑地块以北的柴达木活动地块虽然运动方向与羌塘地块没有太大的差别, 只是平均运动速度骤减到  $12 \sim 14 \text{ mm/a}$ 。而再向北到祁连山活动地块, 优势运动方向变为  $N70^{\circ} \sim E90^{\circ}$ , 速度则减小为  $7 \sim 14 \text{ mm/a}$ 。所以, 青藏高原内部活动地块的运动方式是分块的, 各块之间或者运动方向不同, 或者运动速度不同。

向北东方向的地壳缩短是青藏地块北部的主要晚第四纪构造变形方式, 在祁连山地区这种斜交地块边界的挤压和缩短被分解为沿祁连山山前的逆冲和沿祁连山主峰一线的高角度左旋走滑运动<sup>[24]</sup>。活动构造研究表明, 青藏高原东北边缘的主要晚第四纪构造变形发生在整个

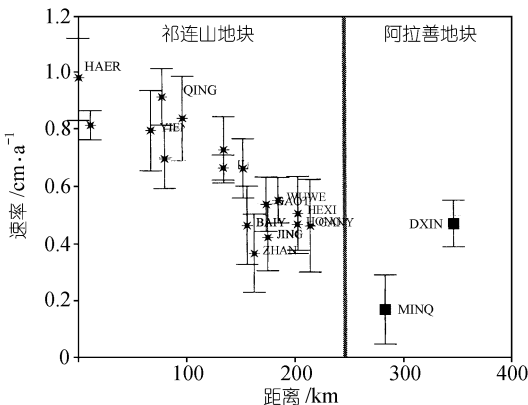


图 2 横跨祁连山 GPS 地壳运动速率剖面图

祁连山及其北麓的河西走廊和龙首山地区。图 2 是平行于印度-欧亚碰撞  $N20^{\circ} E$  方向横跨祁连山的 GPS 观测结果, 表明祁连山可能正在遭受均匀的挤压变形, 位移矢量在南祁连最大, 向北逐渐减小。进入稳定的阿拉善地块之后, GPS 观测到的运动速度在民勤(MINQ)骤降为  $1.7 \text{ mm/a}$ , 尽管向北到鼎新(DXIN)速率又增加到  $4.7 \text{ mm/a}$ , 但其总体运动幅度可能在  $2 \sim 5 \text{ mm/a}$ 。从哈尔盖(HAER)到民勤(MINQ), 整个祁连山活动地块沿  $N40^{\circ} E$  方向的地壳缩短速率为 $(6.0 \pm 2.0) \text{ mm/a}$ (图 2)。

天山活动地块是大陆内部典型的复活或再生造山带, 沿高角度断裂向南北两侧前陆盆地上逆冲, 山体内部也发生变形, 形成受逆断裂控制的山间挤压盆地, 如巴音布鲁克盆地、伊犁盆地等。穿过中天山的观测表明天山正在经历着向北逐渐递减的构造变形(图 1), 位于塔里木盆地的阿拉尔(ARAL)站相对于稳定西伯利亚的运动速度为 $(20.7 \pm 2.0) \text{ mm/a}$ ; 向北, 位于南天山山前褶皱带内的克孜尔(KEZI)站点的速度为 $(17.3 \pm 1.8) \text{ mm/a}$ ; 而位于天山山体内部山间盆地的那拉提(NaNa)站点的速度只有 $(10.2 \pm 2.0) \text{ mm/a}$ ; 跨过北天山褶皱带之后, 准噶尔地块上的硅屯(KuYt)站的运动速度却为 $(11.9 \pm 1.9) \text{ mm/a}$ , 天山在这一纬度上的地壳缩短是 $\sim 8 \text{ mm/a}$ (图

1). 这一结果与王琪等在新疆伽师一带和 Abdrahkmatov 等在西天山观测到的向北递减变形是一致的<sup>[7,27]</sup>.

川滇活动地块位于青藏高原的东南隅, 即川滇菱形块体, 是中国大陆地震活动最强烈的地区之一, 控制了有历史记载以来 17 次 7 级以上地震的发生. 活动构造研究证明川滇菱形活动地块具有向南东运动的趋势, 但运动可能是不均匀的, 横切菱形地块中部发育的 NE 向的小箐河断裂很可能就阻挡了地块向南东方向的运动. GPS 观测结果表明川滇活动地块上的位移矢量向 N150°~E160° 方向的运动, 在北部的鲜水河一带运动方向 N120°E 左右, 而到南部的昆明一带方向变为 N165°E, 既反映了鲜水河-小江断裂的左旋走滑运动, 又反映了川滇菱形地块向南南东方向的总体运动和顺时针旋转<sup>[10,14,16]</sup>.

鄂尔多斯活动地块位于中国中部, 除西南角受青藏高原东北边缘的强烈挤压作用外, 其他各边均被断陷盆地带所围限. GPS 观测结果表明, 地块本身相对稳定, 周边盆地带的运动比较复杂, 西边界向北北东方向运动, 北边界向东运动, 东边界和南边界总体上向南东方向运动<sup>[24]</sup>. 根据 GPS 观测结果, Shen 等在东边界的山西断陷带上获得了 ~4mm 左右的拉张位移<sup>[15]</sup>.

华北活动地块在新生代早期遭受到了强烈的拉张和裂陷作用, 形成了一系列北北东走向的正断裂和地垒地堑; 上新世以来华北平原停止了裂陷作用, 开始了整体下沉, 并在北北东向正断层的基础上形成右旋走滑断裂. 但 GPS 观测结果表明整个华北活动地块正在经历着 SEE 方向的拉张作用<sup>[4,15]</sup>, 除了山西断陷带具有比较明显的拉张位移和张家口-渤海断裂带有明显左旋走滑位移之外, 横跨其他主要活动断裂和地震带都没有明显的位移.

华南和东南沿海地区在新构造运动上属于比较稳定的地块, 内部不发育明显的活动构造, 地震活动性也相对较弱, 唯东南沿海发育一些晚更新世活动断裂和地震. GPS 观测结果表明华南和东南沿海整体向东和南南东方向的运动, 其中东部的上海向东运动速率为 11.2 mm/a, 与甚长基线干涉(VLBI)的结果<sup>[28]</sup>和 Shen 等<sup>[15]</sup>和朱文耀等<sup>[12]</sup>GPS 的研究结果一致.

### 3 大陆构造变形与活动地块的驱动机制

中国大陆现今构造变形以活动地块的相对运动和相互作用为主要特征, 为什么大陆变形以这种方式进行? 是什么样的作用力驱动着这种变形? 下面从地壳运动学的角度进行一些讨论.

大陆岩石圈具有分层的力学性质, 上地壳以脆性变形为主, 下地壳以粘塑性流变为主, 上地幔虽然强度很大, 但变形仍以流变的方式进行, 形成典型的“三明治”结构<sup>[5]</sup>. 驱动这些脆性地块的运动有两种基本方式. 一种是地块的边界断裂切割整个岩石圈, 上部以脆性破裂为特征, 下部以韧性剪切带为特征, 绝大部分变形局限在边界断裂带上, 地块的运动类似于海洋的刚性板块, 应力通过块体之间的相互作用(挤压、拉张、剪切及其联合作用)而传递, 边界力驱动着地块运动. 这种变形方式从理论上可以归结为“大陆逃逸”<sup>[1]</sup>. 另一种是地块边界断裂带只切割岩石圈的上部脆性层, 消失于中下地壳的粘塑性层中, 下地壳和上地幔的粘塑性流变驱动着上地壳脆性活动地块的相对运动. 这种方式可以从理论上归属于“地壳增厚”<sup>[2]</sup>. 当前国际上有关大陆动力学和青藏高原隆升机制的诸多理论和假说基本上都可归纳入上述两类模型.

根据“大陆逃逸”假说, 大陆变形以沿巨大断裂的走滑运动和块体的横向滑移为主要方

式<sup>[1]</sup>, 青藏高原东部和华南地块相对于稳定西伯利亚的向东的挤出运动应占印度和欧亚板块汇聚速率的 50%以上<sup>[1,29]</sup>. 那么, 青藏高原北边界的阿尔金断裂的左旋走滑速率应该在 20~30 mm/a, 青藏高原东边界垂直于“逃逸”方向的龙门山断裂的缩短速率应该大于~20 mm/a. 而根据“地壳增厚”假说, 大陆变形以地壳的缩短和增厚为主要特征, 走滑运动只是发生在变形后期的次生现象, 青藏高原东部和华南地块相对于稳定西伯利亚的向东运动不超过印度和欧亚板块汇聚速率的 20%<sup>[29]</sup>, 阿尔金断裂的左旋走滑速率应不超过 10 mm/a, 龙门山断裂的缩短速率应不超过~10 mm/a.

GPS 观测到的中国大陆地壳运动场对于研究这一问题起着关键作用. 为了解决这一难题, 从 1994 年起, 横跨阿尔金断裂布设了 GPS 观测线, 到目前为止获得了两期观测资料(1994, 1998)<sup>[30]</sup>. 攀登项目研究也在若羌(RUOQ)设站观测 3 次(1994, 1996, 1999). 位于断裂南盘站点速度矢量的方向在 N35°~E18°之间变化, 越接近断裂方向越向北偏. 断裂北盘则是越远离断裂越偏向北, 位于断裂带内的观测点的方向从 N48.9°E, 变为 N32.1°E, 再向北的其他站点的方向几乎近南北(图 1). 这种偏转现象很可能反映了阿尔金断裂左旋走滑运动的牵引作用. 垂直阿尔金断裂的剖面上清楚地显示(图 3), 断裂以北的塔里木地块上大部分站点向东运动速度在 0~4 mm/a 之间变化, 唯有一个站显示出向西的位移分量, 估计可能是由于观测粗差所致<sup>[30]</sup>. 断裂以南的站点速度矢量的东西向分量一般都在 5~8 mm/a 之间变化. 断裂两盘的运动速度差达(5.1 ± 2.5) mm/a(图 3), 这一数值代表了阿尔金断裂的左旋走滑速率, 略小于但接近 Bendick 等<sup>[30]</sup>的计算结果, 与中国地质学家获得的全新世活动速率 4~5 mm/a 几乎一致<sup>[31]</sup>, 而与 Peltzer 等<sup>[29]</sup>20~30 mm/a 的结果相去甚远.

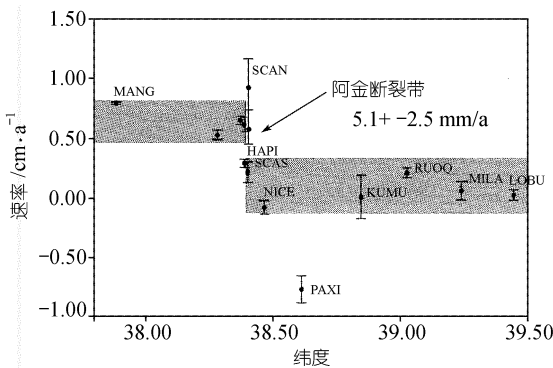


图 3 横跨阿尔金断裂的 GPS 观测站及其左旋速率图

King 等<sup>[10,14,16]</sup>在川西高原横跨龙门山断裂布设了 GPS 区域观测网, 5 期观测结果表明青藏高原东部相对与华南活动地块内部成都观测站基本上没有位移. 我们虽然没有横跨龙门山断裂布设观测网, 但整个川滇地区的观测网也提供了有关青藏高原东部相对与华南活动地块的运动速率(图 1). 华南地块内部的贵阳、武汉、上海的东西向运动速率在 11~14 mm/a 之间变化, 而跨过龙门山断裂和小江断裂进入青藏高原东部, 东西向的运动速率立即增加到 19~21 mm/a(图 4). 龙门山断裂和小江断裂的东西向运动速率为(6.7 ± 3.0) mm/a(图 4), 但所调节的向东挤出量远远小于“大陆逃逸”假说所预测的运动速率<sup>[1]</sup>.

除了断裂滑动速率之外, 华南活动地块相对于稳定西伯利亚的运动速度对于研究中国

除了断裂滑动速率之外, 华南活动地块相对于稳定西伯利亚的运动速度对于研究中国

除了断裂滑动速率之外, 华南活动地块相对于稳定西伯利亚的运动速度对于研究中国

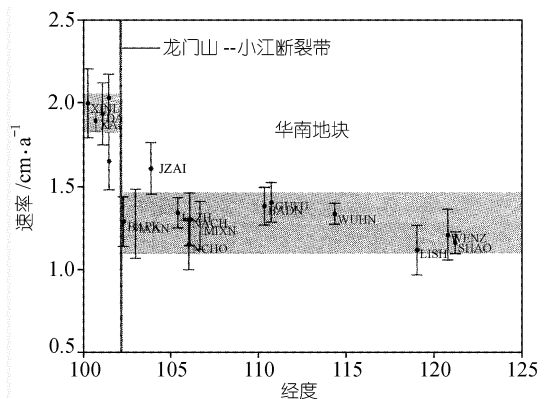


图 4 川滇地块北部到上海的东西向运动速率剖面

大陆动力学也具有意义. 我们 13 个 GPS 观测站的数据表明华南地块内部没有发生重要的差异运动(图 4), 相对于稳定欧亚大陆的运动在方向和速率上都很接近, 华南地块作为一个整体而发生运动, 运动速率 11~14 mm/a, 与 VLBI(甚长基线干涉测量)的观测结果相同<sup>[28]</sup>, 与 Shen 等<sup>[15]</sup>的 GPS 观测结果也基本相同, 也与“地壳增厚”假说预测的运动量相符<sup>[2]</sup>.

## 4 结论

GPS 观测获得的中国大陆地壳运动速度场清晰地揭示了上部地壳分块运动的构造变形特征. 大部分活动地块内部相对稳定, 主要的变形发生在地块的边界构造带上; 少数活动地块的整体性不好, 内部发生构造变形, 但其强度远小于地块的边界构造带. GPS 观测到的横跨阿尔金山断裂的左旋走滑速率只有 $(5.1 \pm 2.5)$  mm/a, 龙门山断裂的挤压缩短速率只有 $(6.7 \pm 3.0)$  mm/a, 与活动构造的研究结果相符, 而不支持青藏高原东部沿主要走滑断裂向东大规模挤出的假说. 华南地块相对于欧亚大陆 11~14 mm/a 的向东运动速率也证明了这一点. 中国大陆现今地壳运动速度场表明“地壳增厚”假说<sup>[2]</sup>可能更真实地反映了大陆构造变形的动力学机制.

**致谢** 作者向所有参与 GPS 野外作业和跟踪站维护的中外观测人员表示崇高敬意. 衷心感谢地震研究所: 游新兆、乔学军、杜瑞林、华晓伟, 上海天文台: 叶叔华, 武汉大学: 金标仁、刘本培, 陕西长安大学: 王文颖、杨志强, 中国地震局一测中心: 杨国华, 中国地震局二测中心: 丁平、江在森, 新疆地震局: 王晓强、尹光华, 福建地震局: 林继华、刘序俨精心组织了众多监测工作, 使本文研究得以开展. 本文的主要学术思想是在与马瑾、马宗晋、邓起东、任金卫、张先康、陈晓非之间的多次讨论和交流中逐渐形成的, 特此致谢. 对 Peter Molnar 在大陆内部构造变形动力学方面的指教及加里福尼亚州立大学沈正康、方鹏在数据分析方面的大力支持和地质研究所李志强博士在计算机和绘图方面的帮助, 均致谢意.

## 参 考 文 献

- 1 Tapponnier P G, Peltzer A Y, Le Dain, et al. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 1982, 10: 611~616
- 2 England P, Houseman G A. Finite strain calculations of continental deformation, 2, Comparison with the India-Asia collision. *J Geophys Res*, 1986, 91: 3664~3667
- 3 Molnar P. Continental tectonics in the aftermath of plate tectonics. *Nature*, 1988, 335: 131~137
- 4 李延兴, 沈建华, 王 敏, 等. 华北地区 GPS 形变监测网的建立于精度分析. *测绘学报*, 1994, 23(2): 142~149
- 5 游新兆, 王 琪, 乔学军, 等. 中国大陆地壳运动 GPS 监测网. *地壳形变与地震*, 1998, 18(增刊): 128~136
- 6 党亚民, 陈俊勇, 刘经南, 等. 利用国家 A 级网资料对中国大陆现今水平形变场的初步分析. *测绘学报*, 1998, 27(3): 267~273
- 7 王 琪, 丁国瑜, 乔学军, 等. 天山现今地壳快速缩短与南北地块的相对运动. *科学通报*, 2000, 45(14): 1538~1542
- 8 蔡宏翔, 宋成骅, 刘经南. 青藏高原 1993 年和 1995 年地壳运动与形变的 GPS 监测结果分析. *中国科学, D 辑*, 1997, 27(3): 233~238
- 9 朱文耀, 程宗颐, 王小亚, 等. 中国大陆地壳运动的初步研究. *中国科学, D 辑*, 1997, 27(5): 385~389
- 10 陈智良, 张选阳, 沈 凤, 等. 中国西南地区地壳运动的 GPS 监测. *科学通报*, 1999, 44(8): 851~854
- 11 朱文耀, 程宗颐, 王小亚, 等. 中国大陆地壳运动的背景场. *科学通报*, 1999, 44(14): 1537~1539
- 12 朱文耀, 王小亚, 程宗颐, 等. 利用 GPS 技术监测中国大陆地壳运动的初步结果. *中国科学, D 辑*, 2000, 30(4): 394~400
- 13 张 强, 朱文耀, 程宗颐, 等. 中国地壳各构造块体运动模型的初建. *科学通报*, 2000, 45(9): 960~967

- 14 King R W, Shen P, Burchfiel B C, et al. Geodetic measurement of crustal motion in southwest China. *Geology*, 1997, 25: 179~182
- 15 Shen Z K, Zhao Ch, Yin A, et al. Contemporary crustal deformation in eastern Asia constrained by Global Positioning System measurements. *J Geophys Res*, 2000, 105: 5721~5734
- 16 Chen Z, Burchfiel B C, Liu Y, et al. Global Positioning System measurements from eastern Tibet and their implications for India/Eurasia intercontinental deformation. *J Geophys Res*, 2000, 105: 16215~16227
- 17 Larson K M, Burgmann R, Bilham R, et al. Kinematics of the India-Eurasia collision zone from GPS measurements. *J Geophys Res*, 1999, 104: 1077~1093
- 18 Lichten S, Border J. Strategies for high-precision GPS orbit determination. *J Geophys Res*, 1987, 92: 9961~9982
- 19 Heflin M B, Bertiger W I, Blewitt G, et al. Global geodesy using GPS without fiducial sites. *Geophys Res Lett*, 1992, 19: 131~134
- 20 Sillard P, Altamimi Z, Boucher C. The ITRF96 realization and its associated velocity field. *Geophys Res Lett*, 1998, 25: 3223~3226
- 21 Argus D, Gordon R. No-net rotation model of current plate velocities incorporating motion model NUVEL-1. *Geophys Res Lett*, 1991, 18: 2039~2402
- 22 张文佑. 断块构造导论. 北京: 石油工业出版社, 1984. 1~23
- 23 丁国瑜. 活动亚板块、构造块体相对运动. 见: 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
- 24 张培震. 中国大陆岩石圈最新构造变动与地震灾害. 第四纪研究, 1999, (5): 404~413
- 25 Amijo R P, Tapponnier J L, Mercier, et al. Quaternary extension in southern Tibet: field observations and tectonic implications. *J Geophys Res*, 1986, 91: 13803~13972
- 26 Molnar P, Deng Q. Faulting associated with large earthquakes and the average rate of deformation in Asia. *J Geophys Res*, 1984, 89: 6203~6228
- 27 Abdrakhmatov K Ye, Aldazhanov S A, Hager B H, et al. Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates. *Nature*, 1996, 384: 450~453
- 28 Molnar P, Gipson J M. A bound on the rheology of continental lithosphere using very long baseline interferometry: the velocity of south China with respect to Eurasia. *J Geophys Res*, 1996, 101: 545~553
- 29 Peltzer G, Tapponnier P, Armijo R. Magnitude of late Quaternary left-lateral displacements along the northern edge of Tibet. *Science*, 1989, 246: 1283~1289
- 30 Bendick R, Bilham R, Freymueller J T, et al. Geodetic evidence for a low slip rate in the Altyn Tagh fault system. *Nature*, 2000, 404: 69~72
- 31 国家地震局阿尔金活动断裂课题组. 阿尔金活动断裂带. 北京: 地震出版社, 1993