

现今中国大陆地壳运动与活动块体模型*

王 敏^① 沈正康^{②③} 牛之俊^② 张祖胜^① 孙汉荣^④
甘卫军^② 王 琪^⑤ 任 群^②

(①中国地震局分析预报中心, 北京 100036; ②中国地震局地质研究所现代地壳运动开放式科学研究中心, 北京 100029; ③Department of Earth and Space Sciences, University of California, Los Angeles, CA90095-1567, USA; ④中国地震局第一地形变监测中心, 天津 300180; ⑤中国地震局地震研究所, 武汉 430071)

摘要 通过分析中国地壳运动观测网络 GPS 数据特别是 1999 年与 2001 年区域网数据, 我们初步得到了中国大陆地壳运动速度场, 并用统计分析的方法从高密度台站速度场中区分出 9 个独立活动块体和 2 个广泛形变带, 求出活动块体刚体运动欧拉极和相邻块体间相互运动速率。结果显示中国大陆形变场似可分为 3 类区域: 第 1 类区包括青藏高原内部区域和天山造山带, 形变在全区域内广泛分布; 第 3 类区包括塔里木盆地及南北带以东地区, 形变场表现为活动块体, 内部稳定, 形变局限在狭窄的边界带内; 第 2 类区则处在青藏高原的边缘带, 如柴达木、祁连、西宁、川滇菱形南块体等, 这类区形变场特征处在第 1、3 类区之间, 虽然还能保持一定的块体完整性, 但块体的尺度和强度已不如第 3 类地区。通过分析各类区域岩石圈结构以及形变模式我们可以得出初步推断: 中国大陆地壳形变模式主要由地壳结构所控制。中国大陆东部和塔里木盆地地区地壳介质有相当强度, 形变表现为刚性块体的相互运动, 而印度板块的北向挤压造成青藏高原和天山的隆起并产生巨厚地壳, 壳内温度上升, 下地壳低速高导层发育, 介质呈较强黏塑性, 地壳脆性层在下地壳塑性流变场作用下产生各种类型的、多层次的形变, 且分布广泛而不局限于少量块体边界地区。青藏高原边缘的第 2 类地区地壳结构为第 1、3 类地区之间的过渡区, 其形变特征也介于第 1、3 类地区之间, 为强度较低的较小活动块体在边界作用力下的运动与变形。

关键词 GPS 大陆地壳运动 活动块体 显著性检验

自板块学说问世以来, 此学说能否用来描述大陆内部的形变与动力学过程就一直存在着激烈的争论。一派学说认为, 大陆内部的形变模式与大洋地壳没有本质的不同, 均可描述为一系列刚性块体的相对运动; 另一派学说则认为, 由于地壳构造结构的不同, 大陆内部的形变是以连续形变为主。这两派对立的观点反映到由于印度板块与欧亚板块的碰撞造成的亚洲大陆内部形变场的模式研究上就形成这样两种假说: 一种是认为印度板块的挤压主要由青藏高原地壳的广泛增厚来吸收^[1,2]; 另一种认为印度板块的挤压造成东亚大陆地壳的大范围东向逃逸, 高原地壳的增厚是次要的^[3,4]。第 1 种假说强调青藏高原广泛分布的逆冲断层与折皱的存在提供了广泛形变与地壳增厚的佐证, 而第 2 种假说则认为大尺度走滑断层的存在及其高错动率与地壳块体上千公里的水平滑移说明了大陆地壳的板块特性。我国地质学界根据多年大地构

2002-05-20 收稿, 2002-11-12 收修改稿

* 国家重点基础研究发展规划项目(编号: G1998040703)和国家重大科学工程《中国地壳运动观测网络》资助项目

造学研究成果也早已提出了活动块体学说^[5,6]。这一学说认为中国大陆地壳构造可以划分为若干个活动块体,块体内部稳定,现代构造活动主要发生在块体边界上。这一思路与以 Tapponnier 为代表的块体运动说是基本一致的^[3,4]。围绕着假说的验证与区分有不少模型方面的尝试^[7~12],但由于缺乏观测资料的约束,结果本身存在着很大的不确定性。

由于 GPS 观测手段的出现,近年来这种状态开始有所改观。GPS 方法可以精确测定地表面形变场,为模型的验证提供约束^[13~21]。例如 Wang 等^[20]分析跨青藏高原 GPS 测线资料,认为高原形变以南北向均匀缩短为主,地壳增厚吸收了印度北向挤压的绝大部分,这一结果支持了以 Molnar 为代表的分布形变/地壳增厚说。而 Shen 等^[19]通过分析青藏高原北缘及塔里木盆地南缘的 GPS 资料,认为塔里木盆地及位于青藏高原东北缘的柴达木盆地均呈块体运动,这样在高原的北缘以 Tapponnier 为代表的板块运动说似乎得到证实,但由 GPS 得到的柴达木块体东向运动速率远较 Tapponnier 等预期的低,而接近于 England 和 Molnar^[2]预期的 10 mm/a。以上的研究很大程度上丰富了我们的认识,但由于数据分布稀疏或局限于局部区域,还不能得出关于中国大陆地壳形变模式的整体结论。本文运用中国地壳运动观测网络 GPS 测量的最新成果定量分析中国大陆地壳形变场的分布,以此划分活动块体并研究各块体的活动性与相对运动,并对两种形变模式在不同地区的适用性及其动力学机制加以分析。

1 GPS 数据采集和分析

作为我国“九五”期间国家投资建设的一项重大科学工程,中国地壳运动观测网络(以下简称网络)已有大量的数据产出:25 个基准站的连续观测数据(1998 年 10 d、1999.03-)、56 个基本点的 4 期观测数据(1998~2001)和近 1000 个区域点的 2 期流动观测数据(1999、2001)。我们的研究工作主要是在这些数据的基础上完成的。云南地区是我国地震活动最为显著的地区之一,中国地震局地震研究所和云南省地震局在该地区也布设有 GPS 监测点,并在 1999~2001 年间进行了流动观测,这些观测数据在我们的研究中也采用。此外,由于网络在青藏高原地区特别是高原南部布点稀疏,我们补充使用了中国地震局地震研究所在该地区 1991~2000 年的流动观测资料^[20]及 IDYLHIM 项目 1991~2000 年跨喜马拉雅山脉的观测资料^[14]。

GPS 数据处理分 4 个步骤完成。第 1 步,利用 GAMIT 软件¹⁾获得测站坐标和卫星轨道的单日松弛解。当同步观测的测站较多时,我们进行了分区处理。第 2 步,利用 GLOBK 软件²⁾将我们获得的每天一个或多个单日松弛解和 IGS 数据处理中心 SOPAC (Scripps Orbital and Permanent Array Center, <http://sopac.ucsd.edu>)产出的全球 IGS 跟踪站的单日松弛解合并,得到一个包含区域点和所有 IGS 跟踪站的单日松弛解。这个单日解给出了测站坐标、极移和卫星轨道参数的松弛解和方差-协方差矩阵。第 3 步,利用 QOCA 软件(<http://gipsy.jpl.nasa.gov/QOCA>)综合所有的单日松弛解估算测站位置和速度。QOCA 应用序贯卡尔曼滤波原理,允许每个单日松弛解有整体的平移和旋转,同时允许个别参数存在随机漫步式的扰动,这为我们分离一些误差或粗差(例如与大气季节变化相关的影响、卫星轨道的拟合残差等)提供了可能。第 4 步,将由 QOCA 获得的 ITRF2000 (International Terrestrial Reference Frame 2000)框架下的整体运动转换为稳定的欧亚板块参考框架下的相对运动。

1) King R W, Bock Y. Documentation for the GAMIT GPS Analysis software version 10.03. Mass Inst of Technol, 2000

2) Herring T A. GLOBK: Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program version 4.10. Mass Inst of Technol, 2000

在利用 QOCA 求解测站速度时, 我们采用 ITRF2000 的速度解作为约束. 具体的做法是: 选择较均匀地分布于全球且在 ITRF2000 框架下的速度水平分量中误差小于 0.5 mm/a 的 16 个 IGS 站(北美 7 个、澳洲 3 个、欧亚 4 个、太平洋与南极各 1 个)作为基准站, 将这 16 个站的东向西、南北向和垂向速率以 2, 2 和 4 mm/a 的不定性约束于其 ITRF2000 值.

确定稳定的欧亚板块的方法见 Shen 等^[18]. 我们最终选用 11 个 IGS 站构造稳定的欧亚板块, 其中有 9 个站在欧洲: NYAL(挪威)、ONSA(瑞典)、POTS(德国)、HERS(英国)、WSRT(荷兰)、KOSG(荷兰)、WTZR(德国)、VILL(西班牙)、GLSV(乌克兰), 2 个站在西伯利亚: IRKT、TIXI. 用最小二乘法拟合求得相对欧亚板块的欧拉极后, 这 11 个站的水平速度残差均小于 1.5 mm/a.

在此还需要说明的是关于 GPS 卫星接收天线相位中心的改正. 虽然我们使用的 GPS 接收机/天线都是高精度大地型的, 但型号不统一, 各种型号的接收机/天线彼此间存在着一定的系统偏差, 尤其是在天线相位中心的标定上. 我们在 GAMIT 处理过程中对已知的天线相位中心偏差进行了改正, 但个别型号的天线仍然残存明显的系统偏差. 为此, 我们在 QOCA 处理过程中对这些型号的天线相位中心偏差又做了参数估计. 假定每一种型号的天线相位中心偏差基本一致, 对每一种型号的天线估计一组偏差矢量. 结果表明一般天线的相位中心在 GAMIT 改正后的残存偏差均在毫米级范围. 例外的是 1999 年区域网观测时使用的一个 Ashtech 扼流圈天线和一个 GeoTracer 3200 型天线存在相位中心的厘米级偏离, 对这 2 个天线我们分别进行了独立的相位中心偏差估计.

通过以上分析, 我们得到了相对于稳定的欧亚板块的 GPS 速度场. 虽然速度场整体表现出很好的连续性和一致性, 但仍有个别点的速度表现出与周边台站的显著不同. 造成这种奇异点的原因很复杂, 根据我们以往的经验, 最大的可能是台站标桩的地质不稳定(虽然网络建桩要求尽可能在基岩上, 但考虑到地理分布的需要还是有一些台站建在沉积层上), 因此有必要加以去除. 奇异点的去除需要统一、客观的方法. Shen 等提出了一种内插速度场得到连续形变场的方法(VISR)^[22], 后来又对其进行了优化改进(VISR3)^[23]. 我们用 VISR3 法内插估计每个点的速度(估计点的观测速度不用于对本点的内插估计), 并与本点观测速度比较, 差值大于 3σ 的, 如果不在速度梯度很大的活动边界附近即视为奇异点加以去除. 由此得到的速度场如图版 I (见本期后, 下同)所示.

2 活动块体模型分析

丁国瑜等^[5,6]基于地质学方面的研究将中国大陆分为 6 大亚板块, 其中每一亚板块又分为数个块体. 在此基础上人们运用 GPS 资料对活动块体的划分作了一系列有益的尝试^[24~28]. 我们的研究则主要从大地测量数据出发判定块体的空间划分. 其步骤如下:

(1) 块体的粗划分. 要求块体有相当的面积, 块体内台站包络线内面积不小于 10 万 km^2 . 我们沿用了丁国瑜等^[5,6]亚板块和一部分活动块体的边界划分, 如图 1 所示. 边界位置取在已知活动断层或地质构造块体边界上, 划分出“东北北块体”、“燕山块体”、“鄂尔多斯块体”、“华北块体”、“华南块体”、“准噶尔块体”、“塔里木块体”、“祁连块体”和“柴达木块体”. 通过对 GPS 速度场的分析, 我们还发现了一些速度阶跃带, 它们有的和已知断层相对应, 有的则没有明显的对应关系. 根据这些阶跃带的位置我们又划分出 3 个活动块体: “西宁块体”、“岷山块体”

和“川滇菱形南块体”(图 1). 西宁块体西与柴达木块体分界于鄂拉山断裂, 北与祁连块体分界于海原断裂, 东与岷山块体分界于一北北东走向、由松潘至会宁的地震带. 岷山块体东与华南块体分界于龙门山断裂带, 北与鄂尔多斯块体分界于秦岭北缘断裂, 南接鲜水河断裂. 川滇菱形南块体东与华南块体分界于小江断裂, 西南以红河断裂为界, 西部分界于金沙江-中甸-丽江断裂带, 西北分界于理塘断裂以南.

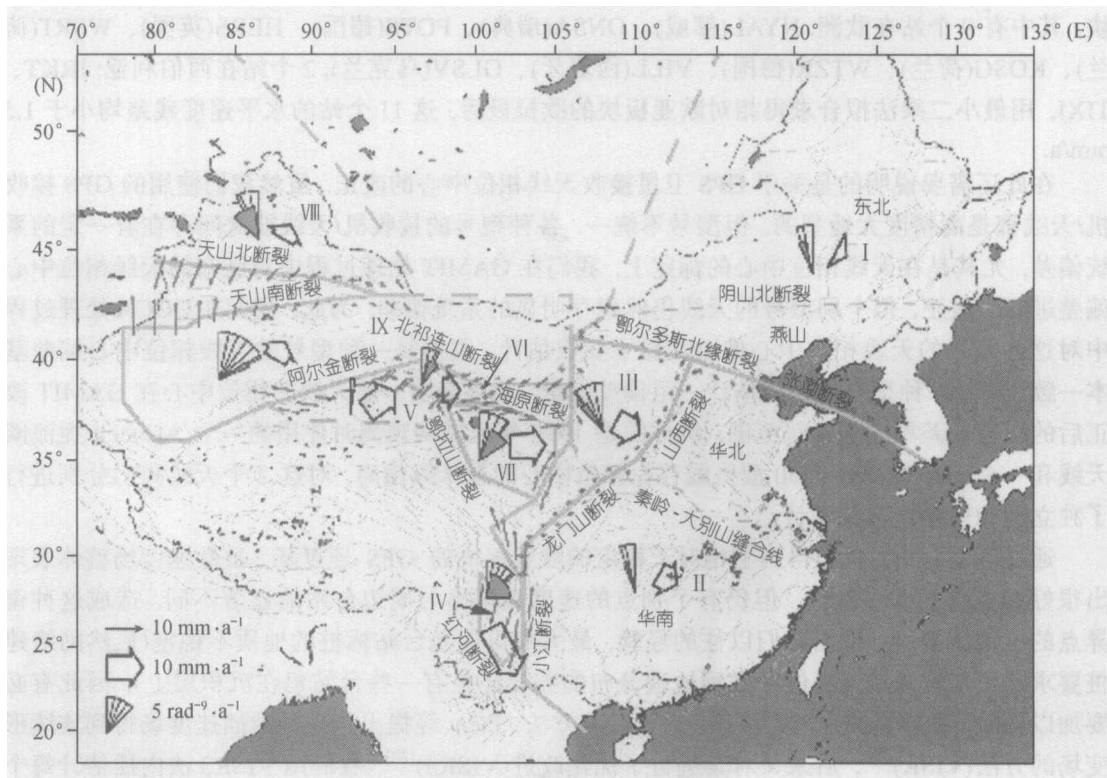


图 1 活动块体模型

I. 东北块体; II. 华东块体; III. 鄂尔多斯-岷山块体; IV. 川滇菱形南块体; V. 柴达木块体; VI. 祁连块体; VII. 西宁块体; VIII. 准噶尔块体; IX. 塔里木块体. 细虚线所示边界统计检验不显著而被去除. 粗实线为最终确定的 9 个独立块体的边界. 因没有足够数据而没能确定的边界用粗虚线表示. 边界上的箭头显示跨块体边界及形变带的相对运动的方向与大小; 粗箭头和扇形显示块体的整体平移和旋转

(2) 块体稳定性判定. 对于每一活动块体我们反演其相对欧亚板块的欧拉极并计算其水平速度残差的加权均方根, 只有当加权均方根值小于 1.8 才考虑为内部稳定的块体. 余下部分, 包括青藏高原内部大部分区域及天山地区均由于内部活动强烈或台站稀疏不满足上述条件而未作划分.

(3) 相邻块体独立性判定. 对于任意二相邻块体, 我们通过 F 检验判断其是否相对独立. 首先求出二块体刚性旋转欧拉极及拟合后残差 x_1^2 与 x_2^2 和假定二块体合一的欧拉极及拟合后残差 x_{12}^2 , 由

$$F = F(x_{12}^2, 2n_1 + 2n_2 - 3; x_1^2 + x_2^2, 2n_1 + 2n_2 - 6) \\ = x_{12}^2(2n_1 + 2n_2 - 6) / (x_1^2 + x_2^2)(2n_1 + 2n_2 - 3),$$

得到显著性概率, 选其显著性最弱者合为一新块体, 重新进行各相邻块体独立性的 F 检验, 直至显著性置信度达到一定值, 这里选为 90%. 由此得到的最终结果列于表 1.

表 1 相邻块体的显著性检验^{a)}

		东北	华东	川滇 菱形南	鄂尔多 斯-岷山	祁连	西宁	柴达木	塔里木	准噶尔
东北	1	154	384							
	2	488.08	1414.71							
	3		97.3							
华东	1		235	265	350					
	2		736.20	1969.04	1191.28					
	3			100.0	94.9					
川滇 菱形南	1			30						
	2			100.19						
	3									
鄂尔多 斯-岷山	1				115	155	176			
	2				311.26	997.78	1539.88			
	3					100.0	100			
祁连	1					40	101	51	108	
	2					92.69	714.72	215.69	477.60	
	3						100	99.7	100	
西宁	1						61	73		
	2						145.84	237.31		
	3							96		
柴达木	1							12	80	
	2							26.99	620.52	
	3								100	
塔里木	1								68	96
	2								194.93	828.29
	3									100
准噶尔	1									28
	2									74.08
	3									

a) 表内: 1. 块体内台站数; 2. 拟合后残差 χ^2 ; 3. 显著性(%)

3 讨论

由表 1 我们得到 9 个相互独立的活动块体: 东北(包括东北北与燕山)、华东(包括华北与华南)、鄂尔多斯-岷山(包括鄂尔多斯与岷山)、川滇菱形南、柴达木、祁连、西宁、准噶尔和塔里木. GPS 台站相对于每个块体欧拉极的运动残差如图 2 和图 3 所示, 由此可看到这些块体的内部稳定性及周边区域的相对运动. 需要指出的是, 由于 GPS 台网分布的不均匀性, 我们得到的中国大陆活动块体分布图像还不完整. 如青藏高原内部观测主要沿青藏公路进行, 公路以外地区, 特别是高原中部和北部地区观测资料相当缺乏. 有些地区作了块体的大致划分, 其进一步划分有待空间观测的加密. 此外, 对于活动性较低的块体边界(年错动率 1~2 mm/a), 其可检测性与其空间尺度有关. 如果空间尺度足够大(几百公里以上)则可以被明白无误地检测出来, 如张渤断裂带; 但如果其空间尺度仅在几十公里左右, 从现有资料检测就有相当难度, 华北地区的一系列次级块体恐怕就属于这一范围. 这一类块体的区分有赖于更长时段与更多

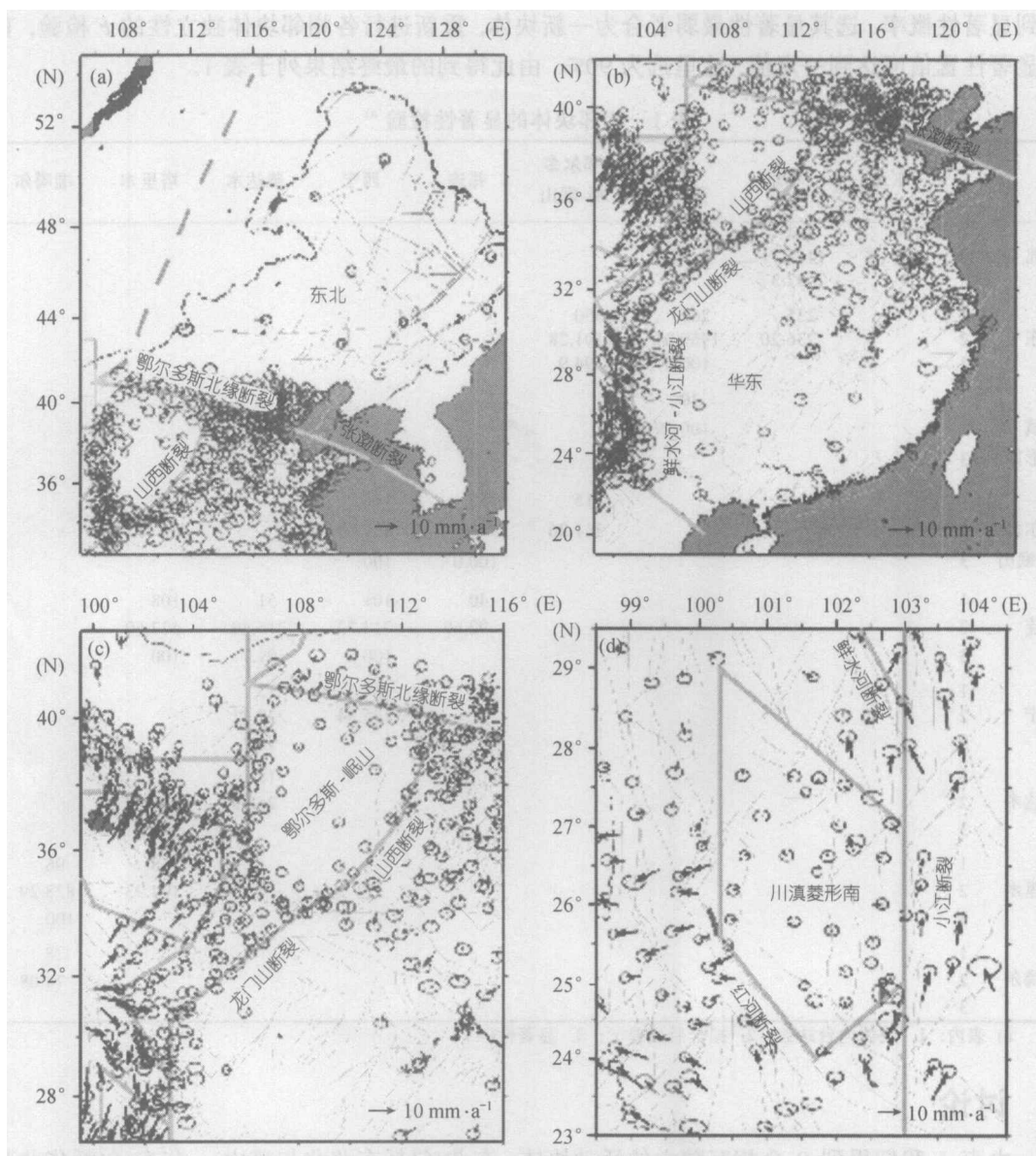


图 2 东北、华东、鄂尔多斯-岷山和川滇菱形南活动块体及邻域形变场

GPS 速度场旋转到相应块体欧拉极对应的区域坐标系下, 误差椭圆为 70% 置信度

期观测资料的获得. 尽管存在上述的种种局限, 但本研究所用 GPS 台网空间分布的广度和密度及数据的一致性都是前所未有的, 由此也带来一些过去没有的发现. 主要有以下几个方面.

3.1 活动块体的划分

整体上来说, 我们发现由大地测量方法观测到的现今块体的活动及其边界与以往主要根据地质活动构造和地震活动性划分的活动块体大体上是一致的^[5,6]. 由地质学得到的一级块体边界如阿尔金断裂、祁连山北缘断裂、海原断裂、小江断裂、红河断裂、鄂尔多斯北缘、西缘断裂系和张渤断裂以及二级块体边界如鲜水河断裂、山西断裂带、天山南、北山前断裂带

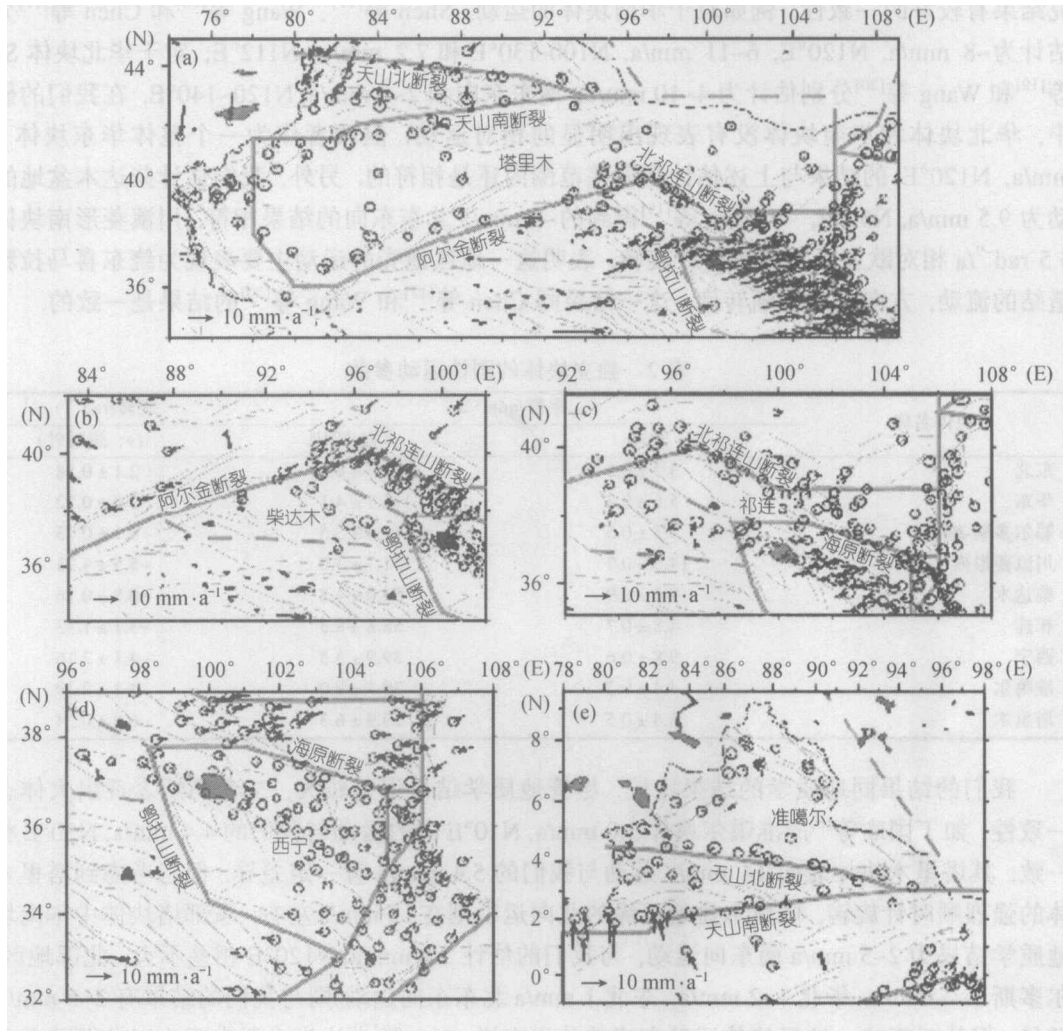


图3 塔里木、柴达木、祁连、西宁和准噶尔活动块体及邻域形变场

说明同图2

等也是我们的结果中判定的块体边界。个别不一致处有：秦岭北缘断裂、秦岭-大别山缝合线、阴山北缘断裂、郯庐断裂等地质学界定的块体边界在我们的结果中均未表现出活动性；塔里木与阿拉善块体间看不到相对运动，我们的结果中作为同一块体。这些差异可能有几种解释：(i) 这些主要根据地质构造确定的边界可能仅反映了它们历史上的活动而非现代活动(如秦岭-大别山缝合线、阴山北缘断裂?)；(ii) 边界仍有现代活动但活动率很低($\leq 1 \text{ mm/a}$)，现有的GPS观测还无法探测到(如秦岭北缘断裂、郯庐断裂?)；(iii) 块体活动有时段性^[29]，GPS观测的1999~2001年时段可能正处于边界活动的休止期(如秦岭北缘断裂?)。究竟是哪种原因还有待进一步的观测来作出判断。

3.2 活动块体的运动

各活动块体相对欧亚板块的运动如图1所示，运动参数列于表2。总体结果与以往GPS研

究结果有较好的一致性. 例如对于华南块体的运动, Shen 等^[19]、Wang 等^[20]和 Chen 等^[17]分别估计为 ~ 8 mm/a, N120°E, 6~11 mm/a, N100-130°E 和 7.2 mm/a, N112°E; 对于华北块体 Shen 等^[19]和 Wang 等^[20]分别估计为 4~10 mm/a, 南东东向和 2~8 mm/a, N120~140°E. 在我们的研究中, 华北块体和华南块体没有表现出明显的相对运动, 但两者作为一个整体华东块体 5.6 mm/a, N120°E 的结果与上述估计在误差范围内还是相符的. 另外, 我们估计柴达木盆地的运动为 9.5 mm/a, N54°E, 与 Shen 等^[19]得到的 ~ 9 mm/a 北东东向的结果相符. 川滇菱形南块体以 $5.5 \text{ rad}^{-9}/\text{a}$ 相对欧亚板块作顺时针旋转, 表明这一地区地壳的运动主要表现为绕东喜马拉雅构造结的流动, 方向由东逐渐转南, 这一结果同 Chen 等^[17]和 Wang 等^[20]的结果是一致的.

表 2 独立块体的刚性运动参数

块体名称	平移/mm $\cdot \text{a}^{-1}$		旋转/ $\text{rad}^{-9} \cdot \text{a}^{-1}$
	速率	方向(N°E)	(+: 逆时针)
东北	3.2 ± 0.5	117.3 ± 8.0	2.1 ± 0.58
华东	5.6 ± 0.4	119.7 ± 4.1	2.0 ± 0.32
鄂尔多斯-岷山	7.3 ± 0.5	119.4 ± 3.5	4.1 ± 0.73
川滇菱形南	14.5 ± 0.7	151.7 ± 3.0	-5.5 ± 4.23
柴达木	9.5 ± 0.9	54.0 ± 4.8	-0.8 ± 0.16
祁连	4.8 ± 0.7	88.8 ± 8.3	-3.1 ± 1.33
西宁	9.8 ± 0.6	89.9 ± 3.5	-4.1 ± 2.16
准噶尔	4.4 ± 0.7	30.1 ± 9.0	3.1 ± 2.29
塔里木	5.4 ± 0.5	29.9 ± 6.3	-6.8 ± 0.54

我们的结果同地质学的结果比较, 尽管地质学结果误差较大, 二者仍然表现出大体上的一致性. 如丁国瑜等^[6]的准噶尔块体 3.0 mm/a, N10°E 向的运动与我们的 4.4 mm/a, N30°E 相当一致; 其塔里木块体北向 14 mm/a 运动与我们的 5.4 mm/a 有一定差异, 但若考虑到塔里木块体的强烈顺时针旋转, 塔里木盆地西缘的北向运动则在 12 mm/a 左右; 东部诸块体中华南块体地质学结果为 2~5 mm/a 南东东向运动, 与我们的估计 5.6 mm/a, N120°E 相差不大; 北部地区(鄂尔多斯 2~4 mm/a, 华北 1~2 mm/a, 东北 1 mm/a 北东东向运动)则与我们的结果有 2~5 mm/a 的差异, 但从对于这一地区块体运动方式的认识来说, Xu 等^[30]认为主要表现为以北西西向张渤带和秦岭断裂系为代表的左旋走滑和以北北东向山西断裂带为代表的右旋张扭, 并伴随着华北-鄂尔多斯块体的逆时针旋转, 这与我们的结果是基本一致的.

3.3 活动块体边界的运动

从各块体运动欧拉极我们可计算跨活动块体边界的相对运动, 即边界断层的错动率(图 1). 对于一些强烈变形区如天山及川滇菱形块体北部等地区我们标出跨变形区二侧块体的相对运动. 可以看出:

(1) 由于塔里木块体的顺时针旋转, 中国境内天山自东向西南北向消减呈逐步增加趋势, 至东经 80°E 达到约 10 mm/a. 此结果与王琪等^[31]和 Shen 等^[19]的结果大体一致, 与丁国瑜等^[6]8~11 mm/a 的估计也大体相符. 结果还显示准噶尔块体的东南角东经约 95°E 处相对塔里木有约 3 mm/a 的北西向运动, 由于此段远离准噶尔块体内 GPS 台网主体部分, 误差较大而不可靠.

(2) 阿尔金断层中段左旋错动 ~ 6 mm/a. 此结果与中国地震局地质调查得出的结果^[32]基本

一致,但大大小于 Peltzer 等^[33]20~30 mm/a 的估计.与以往 GPS 结果比较,小于 Shen 等^[19](9±2) mm/a 和 Bendick 等^[34](9±5) mm/a 的估计,但仍处于 2σ 误差范围内.

(3) 跨祁连-西宁块体边界的海原断裂左旋压扭变形达到约 6 mm/a,其中左旋剪切分量约 5 mm/a,逆冲分量约 3 mm/a.这一结果同中国地震局由断层错动年代研究得到的 5~8 mm/a 走滑速率的估计^[35]基本一致,但与 Gaudemer 等^[36]约 15 mm/a 走滑速率的估计有很大差异.祁连块体东缘跨银川地堑则呈现约 3 mm/a 右旋张扭运动.柴达木和祁连块体间边界的确切位置由于缺乏台网控制而不确定.可以确定的是二块体以约 5 mm/a 速率作北东向相向运动,分解到这一地区北西西走向的断层面上即表现为约 4 mm/a 的左旋走滑和约 3 mm/a 的跨断层消减.

(4) 受青藏高原南北挤压作用,西宁块体东向逸出在青藏东缘地区表现最为强烈,为约 10 mm/a.其西部相对柴达木块体沿鄂拉山断裂右旋滑移约 4 mm/a,东南相对岷山块体右旋滑移约 6 mm/a,东部相对鄂尔多斯块体北东东向消减约 5 mm/a.西宁块体的东南边界在地质上找不到已知活动断层与之相对应,但可以看出它与连接松潘-会宁的地震活动带相对应.

(5) 青藏高原的东向挤出在川西地区转换成一系列顺时针旋转条带.其东部边界为鲜水河-小江断裂带,跨过此断裂带左旋位错达约 9 mm/a.此结果与 Chen 等^[17]、Wang 等^[20]GPS 研究结果相符.宋方敏等^[37]根据断层地貌与测年得到小江断层全新世以来错动率为 5~15 mm/a.徐锡伟等^[1]测得鲜水河南段左旋错动率为(9.6±1.7) mm/a,联接鲜水河-小江断裂的安宁河-大凉山断裂带的左旋错动率为 9~10 mm/a.这样,沿鲜水河-小江断裂带地质学测得的结果与我们 GPS 结果呈现很好的一致性.川滇菱形块体北部 GPS 观测结果显得有些零乱,其形变场的分析还有待于更多的观测.跨菱形块体的西南边界红河断裂形变表现为右旋张扭,错动率由于断层西南形变场空间变化较大而难以精确估计,约在 2~10 mm/a 范围.

(6) 跨张渤地震带存在约 1 mm/a 左旋张扭运动.此结果符合 Shen 等^[18](2±1) mm/a 的结果.

(7) 山西断裂带有约 2 mm/a 右旋走滑,这一运动有可能一直向西南延伸到龙门山断裂.河套地堑带呈现约 1 mm/a 左旋走滑.地质上预期的这 2 个地区垂直地堑走向的拉张(Xu 等^[30])这里表现得并不明显.这是否说明短期内地壳形变场与几十万年平均形变场有系统差异,需要更长期的观测加以证实.

3.4 中国大陆地壳形变模型与动力学机制

中国大陆地壳形变究竟是块体运动为主还是连续形变为主?其动力学机制是什么?综合我们的结果可以对这一长期争论未决的问题给出初步结论.中国大陆形变场可分为 3 类区域.第 1 类区包括青藏高原内部和天山造山带,各类形变在全区域内广泛分布,包括挤压、剪切和拉张,形变很难用具有相当规模(>100,000 km²)的块体的运动来描述.第 2 类区则处在青藏高原的边缘带,如柴达木、祁连、西宁、川滇菱形南块体等,这类区地壳形变表现出块体运动特征,形变主要集中于块体边界,但内部仍具一定构造活动性,这可由块体内褶皱、断层的发育、地震活动性、以及块体运动拟合后的 GPS 速度残差分布看出.此类块体的空间尺度也有限.第 3 类区包括中国大陆东部(南北带以东)及塔里木盆地地区,此类区块体内部稳定,块体尺度一般在千公里以上.

1) 徐锡伟,闻学泽,郑容章,等.川滇地区活动块体最新构造变动样式及其动力来源.待刊

上述地壳形变的系统差异可以由地壳结构与其动力学特性的差异来解释. 大陆地壳的岩石圈分为地壳与上地幔层, 而地壳又可分为脆性的上地壳和黏塑性的下地壳^[38]. 上地幔介质强度一般认为高于下地壳, 这样地壳形变模式主要由岩石圈中的薄弱层即下地壳介质性质决定. 青藏高原内部地壳厚度超过 70 km^[39,40], 比周边地壳厚 20~40 km, 其中厚达 30~50 km 的下地壳介质普遍发育低速高导层^[41~46], 表明下地壳介质处于半熔融状态. 地表高热流值也提供了进一步的证据^[47]. 天山造山带地壳厚度为 60 km 左右, 地壳内也广泛发育低速层^[48]. 在印度板块北向推挤下, 下地壳(可能包括上地幔)的黏塑性流动驱动着上地壳脆性层形变与运动, 由此产生的形变即更多表现为连续分布^[27]. 在中国大陆东部和塔里木盆地地区, 下地壳内除少数块体边界外低速层不发育或较少发育, 中国大陆东部地壳的厚度也明显低于青藏高原内部地区^[40,48]. 大震震后形变场研究表明中国东部地区地壳形变弛豫时间常数为青藏高原地区的 2~4 倍¹⁾, 表明东部地区下地壳介质黏性明显高于青藏高原地区, 其上下地壳的耦合程度也必然相应高于青藏高原地区. 所以东部地区的岩石圈刚度要明显高于青藏高原地区, 岩石圈作为块体可以承受板块运动侧向作用力而保持内部没有明显变形. 这样形变主要产生于块体的边界即切割岩石圈的少数深大断裂, 块体运动为此类地区的主要形变方式. 而青藏高原边缘地区, 如柴达木、祁连、西宁、川滇菱形南块体则处于上述 2 种地区之间. 地震反射剖面研究表明地壳厚度由边缘地区向青藏高原内部逐渐增厚, 地壳内低速层也由外向内逐步发育^{2,3)}, 此类地区地壳与上地幔的耦合程度当在上述 2 类地区之间, 其形变表现也介于块体运动与连续形变之间.

致谢 作者向所有参与国家重大科学工程中国地壳运动观测网络的科学家和管理专家以及 GPS 野外作业和基准站维护的工作人员致以崇高的敬意和谢意. 在本文的修改过程中, 同马宗晋、邓起东、张培震研究员等进行了有益的讨论, 特此致谢.

参 考 文 献

- 1 Dewey J F, Burke K. Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: Products of continental collision. *J Geol*, 1973, 81: 683~692
- 2 England P, Molnar P. The field of crustal velocity in Asia calculated from Quaternary rates of slip on faults. *Geophys J Int*, 1997, 130: 551~582
- 3 Tapponnier P, Peltzer G, Le Dain A Y, et al. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insight from simple experiments with plasticine. *Geology*, 1982, 10: 611~616
- 4 Avouac J P, Tapponnier P. Kinematic model of active deformation in Central Asia. *Geophys Res Lett*, 1993, 20: 895~898
- 5 丁国瑜, 卢演俦. 板内块体的现代运动. 见: 马杏垣, 主编. 中国岩石圈动力学地图集. 北京: 中国地图出版社, 1989
- 6 丁国瑜, 卢演俦. 活动亚板块、构造块体的相对运动. 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
- 7 Kong X, Bird P. Neotectonics of Asia: Thin-shell finite-element models with faults, in: Yin A, Harrison T M, ed. *Tectonic Evolution of Asia*, New York: Cambridge University Press, 1996. 18~34

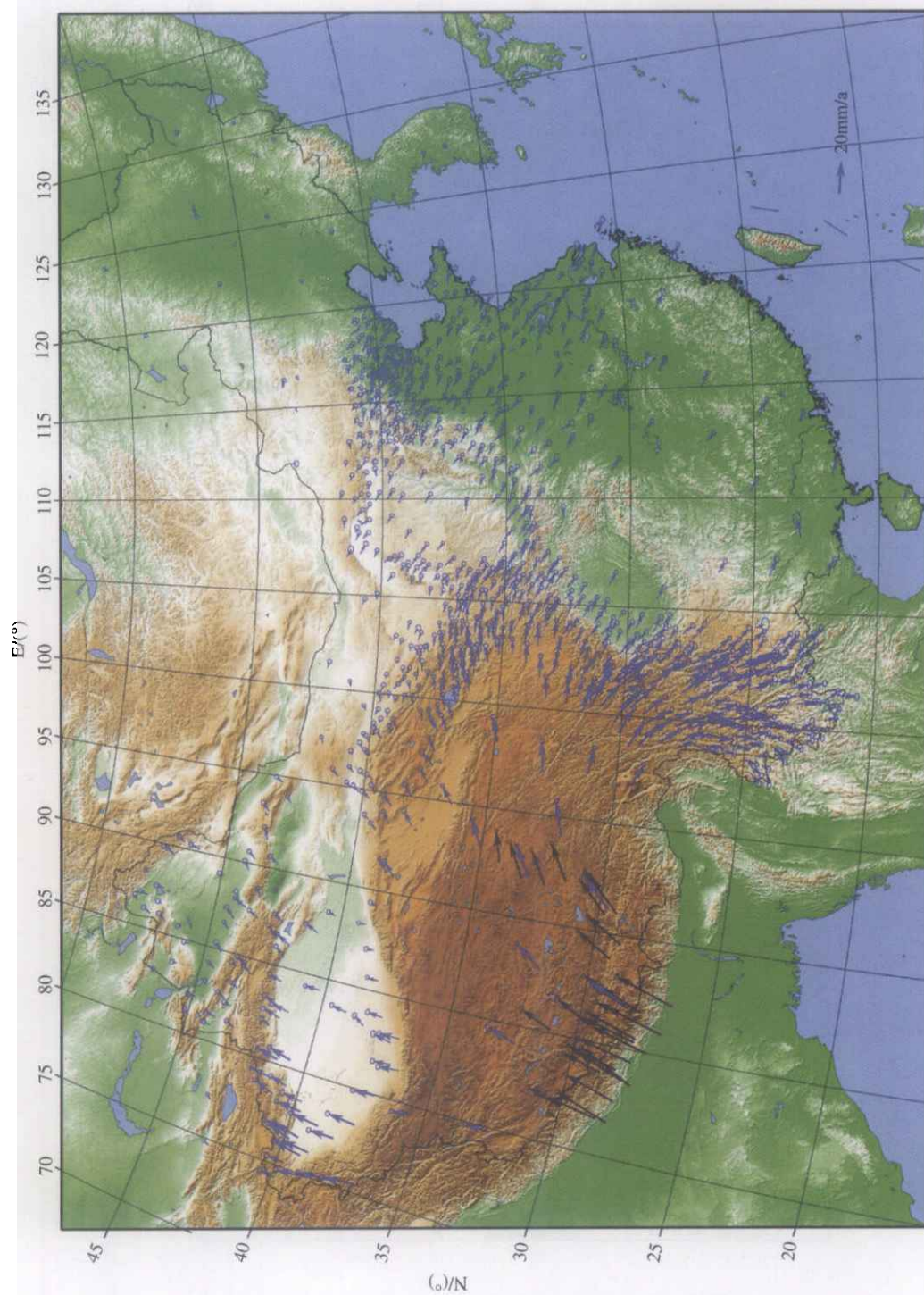
1) 王庆良, 张 希, 王文萍, 等. 中国典型强震震后形变有效松弛时间研究. 首届李善邦青年优秀地震科技论文奖论文. 中国地震学会, 1999

2) 王椿镛, 吴建平, 楼 海, 等. 青藏高原东缘的地壳 P 波速度结构. 待刊

3) 张先康, 李松林, 王夫运, 等. 青藏高原东北缘、鄂尔多斯和华北唐山震区的地壳结构差异-深地震测深结果. 待刊

- 8 Peltzer G, Saucier F. Present-day kinematics of Asia derived from geologic fault rates. *J Geophys Res*, 1996, 101: 27943~27956
- 9 Holt W E, Li M, Haines A J. Earthquake strain rates and instantaneous relative motions within central and eastern Asia. *Geophys J Int*, 1995, 122: 569~593
- 10 傅容珊, 黄建华, 常筱华, 等. 东亚大陆形变应力场格局演化的数值模拟. *地壳形变与地震*, 2000, 20(3): 1~10
- 11 曾融生, 丁志峰, 吴庆举. 青藏高原岩石圈构造及动力学过程研究. *地球物理学报*, 1994, 37(增刊): 99~116
- 12 钟大赉, 丁 林. 青藏高原的隆起过程及其机制探讨. *中国科学, D 辑*, 1996, 26: 289~295
- 13 Abdrakhmatov K Y, 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
- 14 Bilham R, Larson K, Freymueller J. GPS measurements of present-day convergence across the Nepal Himalaya. *Nature*, 1997, 386: 61~64
- 15 King R W, Shen F, Burchfiel B C, et al. Geodetic measurement of crustal motion in southwest China. *Geology*, 1997, 25: 179~182
- 16 Zhu W, Wang X, Cheng Z, et al. Crustal motion of Chinese mainland monitored by GPS. *Science in China (Series D)*, 2000, 43(4): 394~400
- 17 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
- 18 Shen Z-K, Zhao C, Yin A, et al. Contemporary crustal deformation in east Asia constrained by Global Positioning System measurements. *J Geophys Res*, 2000, 105: 5721~5734
- 19 Shen Z-K, Wang M, Li Y, et al. Crustal deformation associated with the Altyn Tagh fault system, western China, from GPS. *J Geophys Res*, 2001, 106: 30607~30621
- 20 Wang Q, Zhang P-Z, Freymueller T J, et al. Present-day crustal deformation in China constrained by Global Positioning System measurements. *Science*, 2001, 294: 574~577
- 21 马宗晋, 陈鑫连, 叶叔华, 等. 中国大陆区现今地壳运动的 GPS 研究. *科学通报*, 2001, 46(13): 1118~1120
- 22 Shen Z-K, Jackson D D, Ge B X. Crustal deformation across and beyond the Los Angeles basin from geodetic measurements. *J Geophys Res*, 1996, 101: 27957~27980
- 23 Shen Z-K. Optimal estimation of geodetic strains from discretized data. 见: 徐秉业、黄筑平, 主编. *塑性力学和地球动力学进展*. 北京: 世界图书出版公司, 2000. 251~256
- 24 周颢愚, 张跃刚, 丁国瑜, 等. 依据 GPS 数据建立中国大陆板内块体现时运动模型的初步研究. *地震学报*, 1998, 20(4): 348~355
- 25 张 强, 朱文耀. 中国地壳各构造块体运动模型的初建. *科学通报*, 2000, 45(9): 967~974
- 26 黄立人, 王 敏. 中国大陆现今地壳水平运动. *地震学报*, 2000, 22(3): 257~262
- 27 张培震, 王 琪, 马宗晋, 等. 中国大陆现今构造运动的 GPS 速度场与活动地块. *地学前缘*, 2002, 9(2): 430~441
- 28 王小亚, 朱文耀, 符 养, 等. GPS 监测的中国及其周边现时地壳形变. *地球物理学报*, 2002, 45(2): 198~209
- 29 马 瑾. 从断层中心论向块体中心论转变——论活动块体在地震活动中的作用. *地学前缘*, 1999, 6(4): 363~370
- 30 Xu X, Ma X. Geodynamics of the Shanxi rift system, China. *Tectonophysics*, 1992, 208: 325~340
- 31 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): 1543~1547
- 32 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
- 33 Peltzer G, Tapponnier P, Armijo R. Magnitude of late Quaternary left-lateral displacements along the northern edge of Tibet. *Science*, 1989, 246: 1283~1289
- 34 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
- 35 国家地震局地质研究所, 宁夏回族自治区地震局. *海原活动断裂带*. 北京: 地震出版社, 1990
- 36 Gaudemer Y, Tapponnier P, Meyer B, et al. Partitioning of crustal slip between linked, active faults in the eastern Qilian Shan, and evidence for a major seismic gap, the 'Tianzhu gap', on the western Haiyuan fault, Gansu (China). *Geophys J Int*, 1995, 120: 599~645

- 37 宋方敏, 汪一鹏, 俞维贤, 等. 小江活动断裂带. 北京: 地震出版社, 1998
- 38 Scholz C H. The mechanics of earthquakes and faulting. New York: Cambridge University Press, 1990
- 39 史志宏, 刘占坡, 殷秀华. 地壳厚度(重力反演). 见: 马杏垣主编. 中国岩石圈动力学地图集. 北京: 中国地图出版社, 1989
- 40 朱介寿, 曹家敏, 李显贵, 等. 中国及其邻区地球三维结构初始模型的建立. 地球物理学报, 1997, 40(5): 628~645
- 41 Curtis A, Woodhouse J H. Crust and upper mantle shear velocity structure beneath the Tibetan plateau and surrounding regions from interevent surface wave phase velocity inversion. J Geophys Res, 1997, 102: 11789~11813
- 42 McNamara D E, Walter W R, Owens T J, et al. Upper mantle velocity structure beneath Tibetan plateau from {It\Pn} travel time tomography. J Geophys Res, 1997, 102: 493~505
- 43 朱良保, 许 庆, 陈晓非. 中国大陆及邻近海域的 Rayleigh 波群速度分布. 地球物理学报, 2002, 45(4): 475~482
- 44 Wei W, Unsworth M, Jones A, et al. Detection of widespread fluids in the Tibetan crust by magnetotelluric studies. Science, 2001, 292: 716~718
- 45 滕吉文, 张中杰, 杨顶辉, 等. 青藏地体划分的地球物理标志研究. 地球物理学报, 1996, 39(5): 629~641
- 46 熊 熊. 青藏高原岩石层强度的弱化. 见: 叶叔华主编. 现代地壳运动与地球动力学研究(3). 青藏高原岩石圈现今变动与动力学. 北京: 地震出版社, 2001. 21~35
- 47 李 齐, 孟淑德, 王 钧. 地热特征. 见: 马杏垣, 主编. 中国岩石圈动力学地图集. 北京: 中国地图出版社, 1989
- 48 马宗晋, 赵俊猛. 天山与阴山-燕山造山带的深部结构和地震. 地学前缘, 1999, 6(3): 95~102



欧亚板块坐标系下 GPS 速度场

蓝色箭头为网络台站，黑色箭头为中国地震局地震研究所及 IDYLHIM 项目台站，误差椭圆为 50% 置信度