

基于 GPS 资料约束反演川滇地区主要断裂现今活动速率

王阎昭^①, 王恩宁^②, 沈正康^{①*}, 王敏^③, 甘卫军^①, 乔学军^④, 孟国杰^③, 李铁明^①, 陶玮^①, 杨永林^⑤, 程佳^①, 李鹏^③

① 中国地震局地质研究所地震动力学国家重点实验室, 北京 100029;

② 中国科学技术大学地球与空间学院, 合肥 230026;

③ 中国地震局地震预测研究所, 北京 100036;

④ 中国地震局地震研究所, 武汉 430071;

⑤ 四川省地震局测绘工程院, 雅安 625000

* 联系人, E-mail: zshen@ies.ac.cn

收稿日期: 2007-09-01; 接受日期: 2007-12-15

国家重点基础研究发展计划(编号: 2004CB418403)、国家自然科学基金重点项目(批准号: 40334042)和地震行业科研专项(编号: 20078002)资助

摘要 以 GPS 数据给出的川滇地区(96°~108°E, 21°~35°N)速度场为约束, 依据研究区已知断裂分布情况建立连接断层元模型, 用最小二乘方法反演了该地区主要活动断层的现今错动速率. 结果显示, 印藏碰撞引起的北北东向推挤和高原隆升引起的重力势能作用造成青藏高原物质东向挤出. 遇到来自稳定华南块体的阻挡后, 高原东南部物质相对稳定欧亚板块转向南东方向继而向南运动, 使得川滇地区围绕喜马拉雅东构造结作顺时针转动, 造成川滇地块东侧断裂作左旋走滑活动, 而其西侧断裂以右旋走滑活动为主. 其中甘孜-玉树、鲜水河、安宁河、则木河、大凉山、小江断裂及其向南西方向延伸的部分和打洛-景洪、湄沾断裂构成青藏高原东南部东向挤出的东北边界和东边界, 左旋速率分别为 0.3~14.7, 8.9~17.1, (5.1 ± 2.5), (2.8 ± 2.3), (7.1 ± 2.1), (9.4 ± 1.2), (10.1 ± 2.0), (7.3 ± 2.6)和(4.9 ± 3.0) mm/a. 青藏高原东南部东向挤出的西南边界似乎不是由单一断裂带构成, 而是在较宽范围内形成的一条右旋剪切带. 位于红河断裂北东侧的南华-楚雄-建水断裂和西南侧的无量山断裂带、龙陵-澜沧断裂活动性较强, 分别具有(4.2 ± 1.3), (4.3 ± 1.1)和(8.5 ± 1.7) mm/a 的右旋走滑活动. 但金沙江断裂目前基本不活动, 红河断裂的活动性不强. 龙门山一带没有发现明显的地壳活动, 而其西北方向的活动带(龙日坝断裂)约有(5.1 ± 1.2) mm/a 的右旋走滑分量. 川滇菱形块体内部的一些断裂表现出较强的活动性, 其中理塘断裂左旋走滑速率为(4.4 ± 1.3) mm/a, 拉张速率(2.7 ± 1.1) mm/a; 玉农希断裂及其周边地区右旋剪切形变速率为(2.7 ± 2.3) mm/a, 地壳缩短速率(6.7 ± 2.3) mm/a. 丽江-小金河断裂中段活动性强于北段和南段, 达到左旋走滑(5.4 ± 1.2) mm/a, 拉张(0.5 ± 1.0) mm/a. 与此同时, 讨论了不同断裂锁定深度对结果的影响, 并得到鲜水河断裂的锁定深度为 15 km, 70%置信区间为 11~19 km. 上述反演结果表明, 研究区存在多条错动速率非常有限的活动断裂, 将地壳分割成多个相互运动的地块, 青藏高原的东向挤出通过这些断裂的活动被吸收和调整, 而不是少数大型走滑断裂的快速走滑造成向东南方向的“逃逸”.

关键词

川滇地区

GPS

连接断层元

断裂活动速率

川滇地区是青藏高原东部的重要边界, 位于印度板块向中国大陆北北东向挤压作用的前沿地带, 大地构造环境独特, 不同走向、规模和活动强度的断裂纵横交错, 强震活动频繁, 地震灾害严重, 是研究青藏高原形成与演化机制、地壳形变模型、地震孕育和

迁移规律等热点问题的理想场所. 这一区域发育着控制破坏性地震发生地点的北西向、北东向和近南北向 3 组活动地块边界断裂带^[4](图 1), 并形成 4 条弧形断裂带, 包括鲜水河-小江断裂带、金沙江-红河断裂带、澜沧江-维西-巍山-无量山断裂带和怒江-龙陵-澜

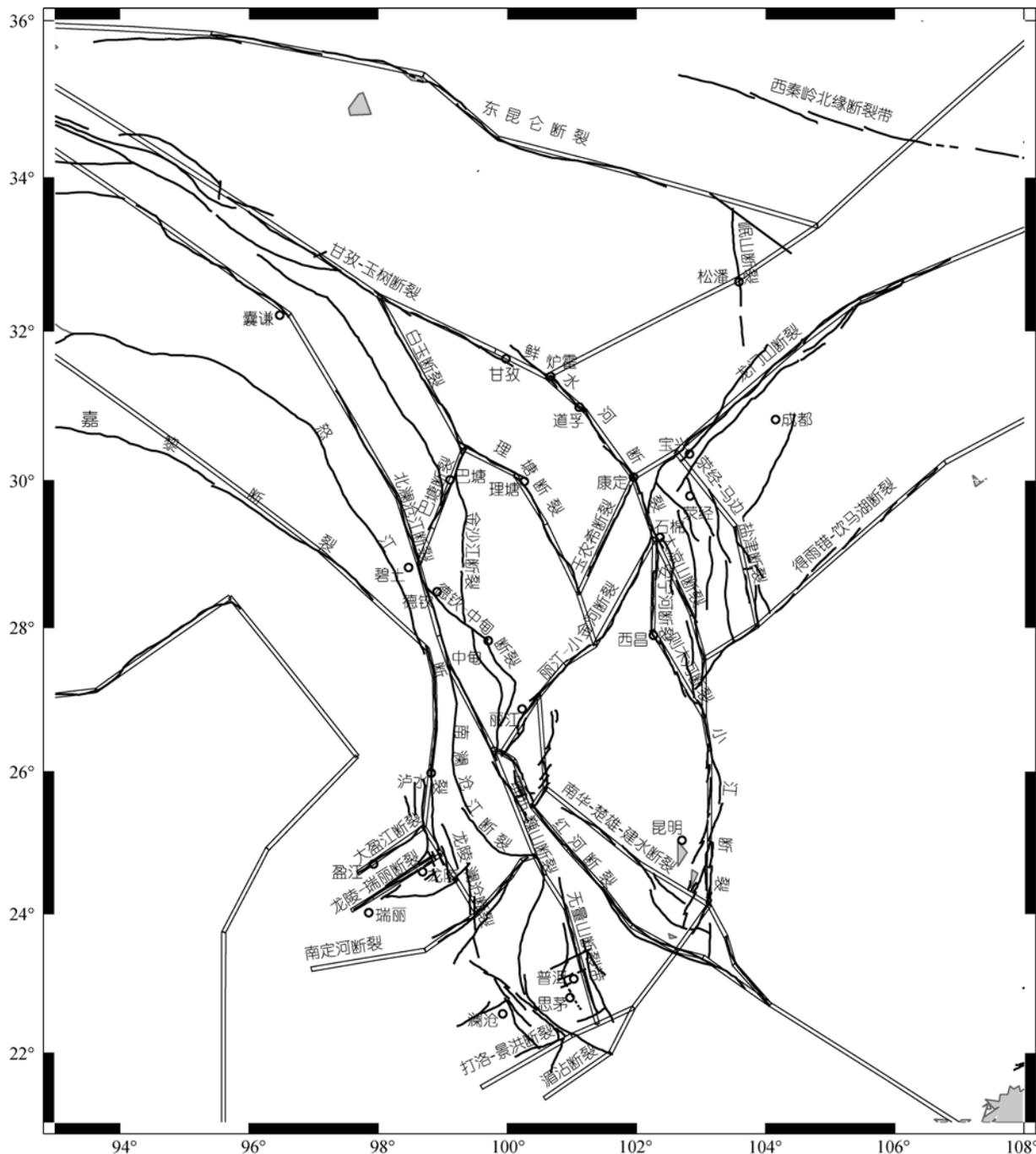


图 1 研究区构造背景和断层模型

沧断裂带; 北东向的断裂带包括龙门山断裂带、丽江-小金河断裂带等。前人已经在这一地区开展了大量工作, 积累了丰富的资料^[2-18], 为我们的地块与断裂活动模型建立和反演结果的检验提供了保障。

关于青藏高原的隆升演化机制, 历来存在两种极端观点之间的争论。“大陆逃逸”假说认为大陆岩石圈由数量很少的大尺度刚性块体组成, 地壳形变主要发生在这些块体的边界上, 这些断裂切割了整个岩石圈并具有很大的滑动速率, 青藏高原的东向挤出主要通过这些断裂的快速走滑实现^[19-25]。而“连续形变”假说则认为, 大陆内部构造变形以大范围分布式变形为特征, 印藏碰撞主要被青藏高原及天山地壳的缩短增厚所吸收^[26-30]。Thatcher^[31]指出当块体尺度逐渐减小, 关于大陆内部变形机制的两种极端模型趋于统一。实际上, 大陆内部岩石圈在不同地区由于厚度的差异具有不同的流变学结构, 使得地壳运动在不同地区也表现为不同的方式: 岩石圈厚度较小的地区, 下地壳强度一般较高, 上下地壳的运动是耦合在一起的, 岩石圈表现出较强的刚性特征, 能够较好地用“大陆逃逸”假说来解释; 岩石圈厚度较大的地区, 下地壳相对软弱, 上下地壳运动解耦, 脆性上地壳在软弱下地壳流动的作用下更多地表现出“连续形变”特征, 能够被“连续形变”假说较好地解释; 而在岩石圈厚度介于两者之间时, 地壳运动方式变得更为复杂, 用两种极端假说都不能很好地解释^[31]。无论何种模型, 都会对断裂活动速率做出预测, 可以同观测得到断裂活动速率的定量结果进行比较。本文试图反演川滇地区GPS速度场得到主要活动断裂的活动速率, 为不同模型比较和分析提供依据。

近年来GPS技术发展迅速, 并在川滇地区地壳运动研究方面开展大量研究工作^[8,32-37]。其中申重阳等^[8]采用多断裂位错模型反演了川滇地区主要边界断裂的错动速率。Shen等^[36]采用刚性块体模型和跨断层的剖面投影方法计算了川滇地区主要断裂的活动速率。上述模型或强调断裂的错动对地壳形变的影响, 或强调地壳的块体运动特征, 而本文采用的连接断层元模型则在块体运动和断裂独立错动之间找到平衡、同时考虑断层锁定在断裂带邻域造成的连续形变, 是对地壳真实形变特征更好的近似。在川滇地区总体框架下, 利用最新GPS观测结果对各主要

断裂, 特别是一些热点地区或存在地震危险性但目前还没有相关资料的断裂, 给出其活动速率的定量估计, 并分析运动场的总体特征和可能动力学机制。一方面能够为不同大陆板块内部形变模式和青藏高原隆升演化机制模型提供评判依据, 另一方面能够为地震活动研究服务, 为地震危险性评估提供基础数据。

1 GPS 数据采集和分析

本文中使用的GPS数据以“中国地壳运动观测网络”在川滇地区的三期(1999, 2001 和 2004 年)联测数据为主, 还包括了总参测绘局布设的一、二级网络观测资料^[38]、2002~2003 年昆仑山 8.1 级地震震后综合科学考察获得的观测资料^[39]、2002~2003 年中国地震局在南北地震带的地震应急观测资料, 以及 2005~2006 年科技部“973”项目“活动地块边界带物理过程与强震预测”下复测的一些流动台站观测数据等。数据的处理采用国际上通用的方法^[38,40]分三步进行。第一步用GAMIT软件处理流动台站及中国地壳运动观测网络连续观测台站的原始观测数据, 获取测站和卫星轨道的每日松弛解; 第二步用GLOBK软件将每日松弛解和SOPAC(Scripps Orbital and Permanent Array Center)产出的全球IGS(International GPS Service)跟踪站的每日松弛解合并, 得到包含所有测站的每日松弛解; 第三步用QOCA软件综合所有每日松弛解估算各个测站的位置和速度(图 2), 同时还顾及了 2001 年昆仑山地震和 2004 年底印尼苏门达腊巨震对该地区的同震位移影响, 在发震时刻容许台站具有同震位移^[41]。结果的精度由二步骤给出: 首先在合理的GPS观测相位精度假定下获得单日解及综合解, 其次根据综合解的拟合后残差均方根给出权重因子重新加权, 使得拟合后残差的加权方差等同于数据空间自由度与解空间自由度之差, 由此得到的解的误差即等同于统计得到的标准差。

2 连接断层元模型的原理和计算过程

迄今为止在地表形变模拟方面应用最为广泛的两种模型是刚性块体运动模型和弹性介质空间断裂位错模型^[42,43]。在刚性块体运动模型中, 块体上任意一点都围绕过地心的某条轴线以相同的角速度旋转, 断层错动被认为是两侧块体相对运动的结果; 因而

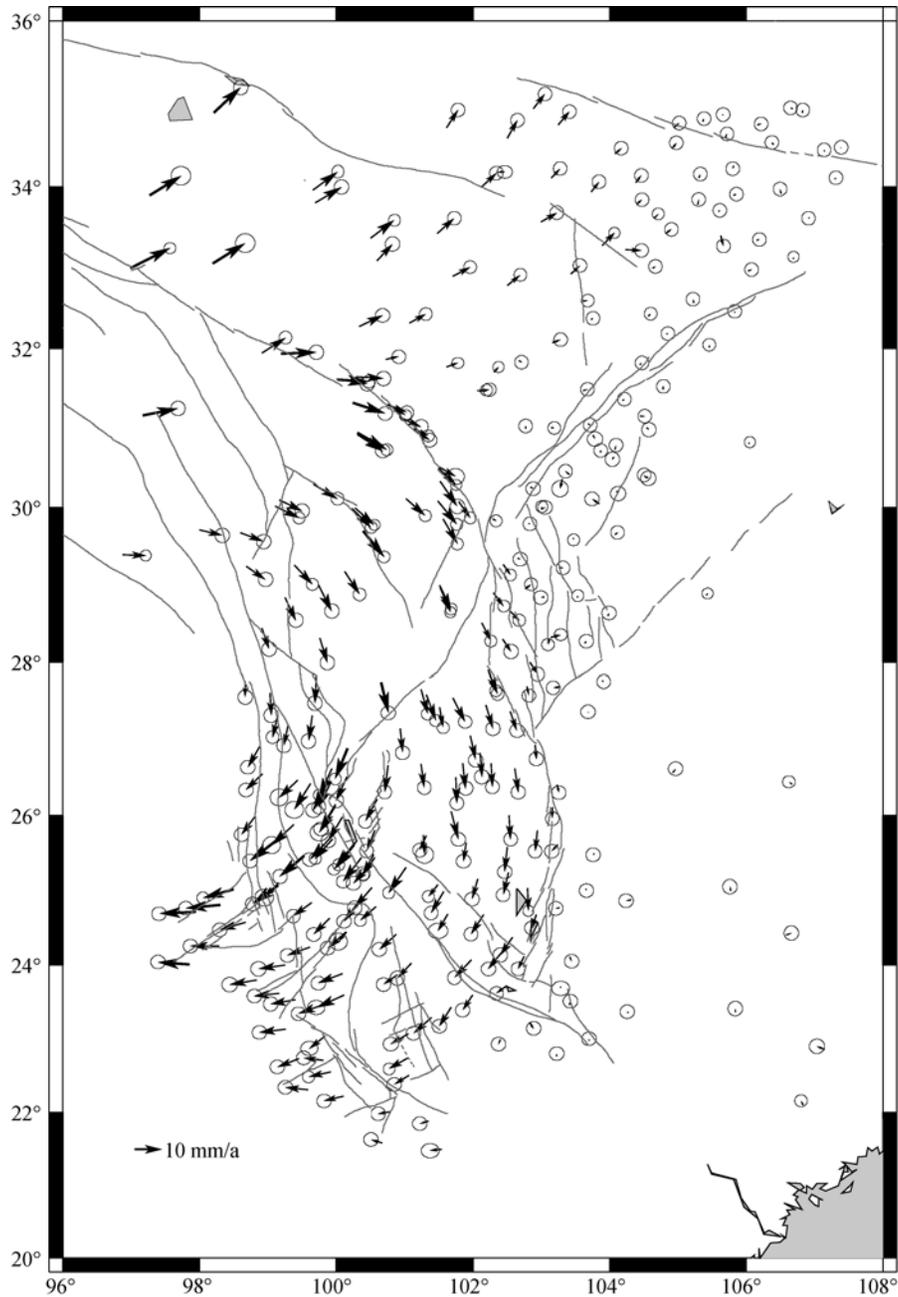


图 2 川滇地区相对于华南块体的 GPS 速度场

误差椭圆置信区间为 70%，下同

不同断层错动速率之间并不是完全独立的, 需要满足运动学一致性和连续性要求, 即断层的错动速率决定于相邻块体旋转角速度, 由此相邻断层在连接端点处错动速率要满足形变连续性条件. 但实际情况是, 地壳介质并非完全刚性, 局部形变时空变化是普遍存在的, 相邻断层错动速率在端点处的形变连续性条件并

不总是严格成立. 与之相反, 断裂位错模型通常通过对弹性空间中各断层独立错动所引起地表位移进行叠加计算地表形变场, 忽略相邻断层段之间的相互影响和制约; 在数据约束不强的情况下, 为拟合局部形变场的差异, 常常得出相邻断层段错动速率相差很大甚至错动方向相反的结果, 这显然也是不合理的, 通

常需要施加其他约束条件.

为更好地拟合地表形变场, 我们运用了连接断层元模型 [44]. 该模型在Okada断裂位错模型的基础上对相邻断层段的错动量施加一定约束, 从而实现断裂错动的连续性. 依据所施加的约束条件分别对应上述两种极端模型: 当施加严格约束条件时, 对应于块体模型; 当不施加任何约束条件时则对应于断裂模型. 我们可以通过施加适当的约束条件, 使得模型在保证一定块体整体运动协调性的同时, 允许相邻断裂段接合处发生局部形变, 从而能够更合理地模拟地表形变场.

有关模型的计算方法, GPS 速度场和断层错动速率的关系为

$$\mathbf{y} = \mathbf{A}\mathbf{x} + \mathbf{e}, \quad (1)$$

其中 \mathbf{y} 是由 GPS 台站东向和北向速度分量构成的速度场向量. \mathbf{x} 是断层错动分量构成的向量. \mathbf{A} 为各个断层错动分量对某一台站速度分量的贡献构成的传播矩阵. \mathbf{e} 是误差向量, 服从正态分布 $N(0, \mathbf{C})$. \mathbf{C} 为方差矩阵, 是由各个台站速度分量的方差-协方差构成的矩阵.

在此基础上施加断裂结点处位移连续性条件和拉张分量的限制条件:

$$\mathbf{0} = \mathbf{B}\mathbf{x} + \mathbf{s}, \quad (2)$$

其中 \mathbf{B} 为包含了结点位移连续性条件和拉张分量限制条件的断层系统信息的传播矩阵, \mathbf{s} 是相应的误差向量, 服从正态分布 $N(0, \mathbf{D})$, 对角矩阵 \mathbf{D} 为 \mathbf{s} 的方差矩阵. 在严格满足结点位移连续性条件下, $\mathbf{0} = \mathbf{B}\mathbf{x}$ 成立. 模型中允许相邻断层在结点处产生的位移在一定误差范围内连续, 这种约束由 \mathbf{s} 的误差矩阵 \mathbf{D} 实现. 其对角元素平方根所组成的向量为 \mathbf{d} , 该向量中对应各结点位移连续性误差的元素 d_c 定义为

$$d_c = \sqrt{\frac{1}{F \cdot D_c^2}}, \quad (3)$$

n 为在某结点处相交的断裂数, $F = \frac{4}{n} \sum_i \frac{1}{L_i^2}$, L_i 是与

该结点相连的第 i 个断裂的长度. 如果与某一结点相连的断裂普遍较长, 这些断裂的错动率解将受到邻近地区较多实际数据的约束, 所得到的结果也应该有较高的可信度, 故约束可适当放松. 总之, 对模型的约束取决于 d_c 的大小. 当 $d_c=0$ 时, 各断层单元的位移严

格遵循连续性条件, 对应于刚性块体运动模型; 当 d_c 趋于无穷大时, 各断层单元的位移完全独立, 对应于 Okada 断裂位错模型. 这里 D_c 是一个待定参数, 其值越大, 断层连续性限制越严格.

反演过程中由于 GPS 数据在空间上的不均衡分布、一些偶然的数据误差, 可能在一些约束不足、以走滑活动为主的断层上得到不真实的较大的挤压/拉张分量. 为避免这种奇异性, 需要对断层挤压/拉张分量作适当限定, \mathbf{d} 向量中与之对应的元素为 d_n , 定义为

$$d_n = 1 + \frac{L_i}{D_n}. \quad (4)$$

断层越长, 计算结果就更多地受到邻近区域 GPS 数据的约束, 对这个断层拉张分量的限制也可以适当放宽. D_n 是待定参量, 对应于断层挤压/拉张分量的限制条件, 其值越大, 限制越严格.

合并(1), (2)两式得到在约束条件下的断层位错与地表形变场关系方程:

$$\begin{bmatrix} \mathbf{y} \\ \mathbf{0} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{A} \\ \mathbf{B} \end{bmatrix} \mathbf{x} + \begin{bmatrix} \mathbf{e} \\ \mathbf{s} \end{bmatrix}, \quad (5)$$

\mathbf{x} 的最小二乘解可以通过使模型拟合后方差最小得到, 表示为

$$\mathbf{x} = [\mathbf{A}^T \mathbf{C}^{-1} \mathbf{A} + \mathbf{B}^T \mathbf{D}^{-1} \mathbf{B}]^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{C}^{-1} \mathbf{y}. \quad (6)$$

拟合后残差综合反映了 GPS 数据与模型的符合程度, 是筛选数据、调整断层系统的依据. 如果一个区域内台站速率残差很大且大致偏向同一方向, 则说明现有断层单元错动不能很好解释该地区速度场分布, 需要增加断层单元或者根据断层的地质行迹调整断层单元的几何形态. 经过多次修改和比较, 结果中上述情况已经基本消除.

结果的解析度矩阵由下式得到:

$$\mathbf{R} = [\mathbf{A}^T \mathbf{C}^{-1} \mathbf{A} + \mathbf{B}^T \mathbf{D}^{-1} \mathbf{B}]^{-1} [\mathbf{A}^T \mathbf{C}^{-1} \mathbf{A}], \quad (7)$$

其对角元素为模型参数的解析度, 表征真实数据在结果求解过程中所占的比重 [45,46]. 事实上由于断层结点处位移连续约束及对断层拉张分量的限制, 最终的断层错动率解只有一部分是由真实的GPS速度场得到的. 一般说来在数据密集、数据误差比较小的区域或是对于较大的断层单元, 断层错动率的解析度较高. 而结果中低解析度大都出现在断层单元相对较短的地区, 反映结果对模型划分的依赖性较大. 但

这并不意味着可信度也随之降低, 因为很多情况下断层单元的细划分仅仅是为了更好地近似曲率半径较小的断层. 如果是为了估算二条至多条相邻断层单元的整体滑动效应, 就应考察这些断层单元滑动速率的加权平均值和各断层元解析度的总和, 一般来说不会很低.

3 模型的建立和计算结果

我们的初始模型中断裂单元的设置主要依据了 Shen 等^[36]在川滇地区的块体边界结果, 邓起东等^[47]给出的中国大陆主要活动断裂图和 Wang 和 Burchfiel^[48]给出的川滇地区晚新生代至全新世形变结果(图 1). 同时由于 GPS 获取的速度场垂向分量误差较大, 反演中仅使用水平 GPS 速度场. 考虑到以下原因, 我们假定所有断层元的倾角均为 90° : (i) 关于断层倾角的数据相对较少, 一般来讲可靠程度不高; (ii) 断层形态复杂, 不是仅由断层倾角能够准确描述的, 在模型中考虑断层倾角的影响, 可能对模型本身的改善并不明显, 反而带来更多不确定性. 因此, 模型中约定所有断层的倾角都是 90° , 只允许走滑分量和挤压/拉张分量存在, 非直立断层垂向上的逆冲和正断效应则体现在水平速度场垂直断层面的挤压/拉张分量上. 模型中的这种近似能够较好地模拟非直立断层的错动所引起的远场速度场, 但忽略了非直立断层两侧近场的非对称性. 考虑到研究中用到的 GPS 速度资料相对于所要研究的断层单元而言绝大部分为远场资料, 这种近似引起的误差相当有限. 这种假设在前人的很多工作中都取得了较为理想的结果^[49,50]. 关于断层锁定深度, 根据研究区小震定位结果^[51], 将分隔浅部 95% 的小震事件和深部 5% 小震事件的深度认定为一部分断层的锁定深度. 但是一些地震活动较少或台站分布稀疏的地区, 小震定位的数据很少或几乎没有, 我们依据该区域断层的平均锁定深度或断层活动类型来确定它们的锁定深度. 对一些数据约束较好的重要断裂, 将模型拟合得到的速度场与实际观测结果进行比较后, 对初始模型进行修改; 不断重复上述过程, 最终得到与实际观测结果吻合最好的模型(图 3 和 4, 表 1).

从走滑分量反演结果来看, 最活跃的一条断裂带以左旋走滑运动为主, 从北部的甘孜-玉树断裂开

始, 经鲜水河断裂分为安宁河-则木河断裂和大凉山断裂两支, 并向南继续延伸汇聚至西南方向的小江断裂, 直至切过红河断裂的中段继续向西南方向延伸. 而川滇菱形块体西侧的断裂大都具有右旋走滑的性质. 从挤压/拉张分量的反演结果来看, 南北至北西方向的断裂大都具有拉张性质, 而北东向断裂大都具有挤压性质. 下面就各主要断裂反演结果作简要分析.

3.1 鲜水河-小江断裂带

这是研究区内活动性最强的大型走滑断裂带, 由甘孜-玉树、鲜水河、安宁河、则木河、大凉山、小江断裂及其向南西方向延伸部分, 以及打洛-景洪、湄沾断裂所组成, 以左旋走滑为主. 本文反演结果得到甘孜-玉树断裂北西段走滑速率为 (3.1 ± 2.8) mm/a, 南东段走滑速率为 (13.0 ± 1.7) mm/a, 其中南东段走滑速率与闻学泽等^[13]由断错地貌及其相关沉积物年龄给出的近 5 万年来平均左旋滑动速率 $((12 \pm 2)$ mm/a) 和徐锡伟等^[14]所获得的结果(左旋走滑速率 (14 ± 3) mm/a) 基本一致.

沈正康等^[52]利用 GPS 数据给出中国大陆内部应变率场, 并指出中国大陆内部仅次于喜马拉雅造山带的高构造应变率区为跨鲜水河断裂地区. Shen 等^[36]利用 GPS 数据采用投影方法给出鲜水河断裂带左旋走滑速率 8~10 mm/a. 孙建中等^[4]由地震矩反演得到断裂带剪切形变速率 10.9 mm/a. 而本文反演结果指出鲜水河断裂左旋走滑速率大约为 8.9~17.1 mm/a, 由北西至南东走滑速率先增大后减小, 与前人结果^[2~5,8-10,14,17,35,36]基本一致, 略有偏高. 该断裂甘孜-炉霍段和甘孜-玉树断裂的南东段都具有较大的拉张分量, 可能与二断裂在此处成右行排列, 断层的左旋运动在相接处造成一拉分盆地有关, 但并不足以造成本文给出的如此大规模的拉张; 两段断裂拉张分量的解析度均为 0.25, 可信度相对较低, 显示结果的得出很大程度上来自对周边断裂错动连续性约束.

鲜水河断裂在石棉附近向南分为两支, 安宁河-则木河断裂和大凉山断裂, 均以左旋走滑活动为主. 反演结果给出安宁河和大凉山断裂的走滑速率分别为 (5.1 ± 2.5) 和 (7.1 ± 2.1) mm/a, 两支断裂的走滑活动向南逐渐减弱. 其中安宁河断裂的活动速率与周荣

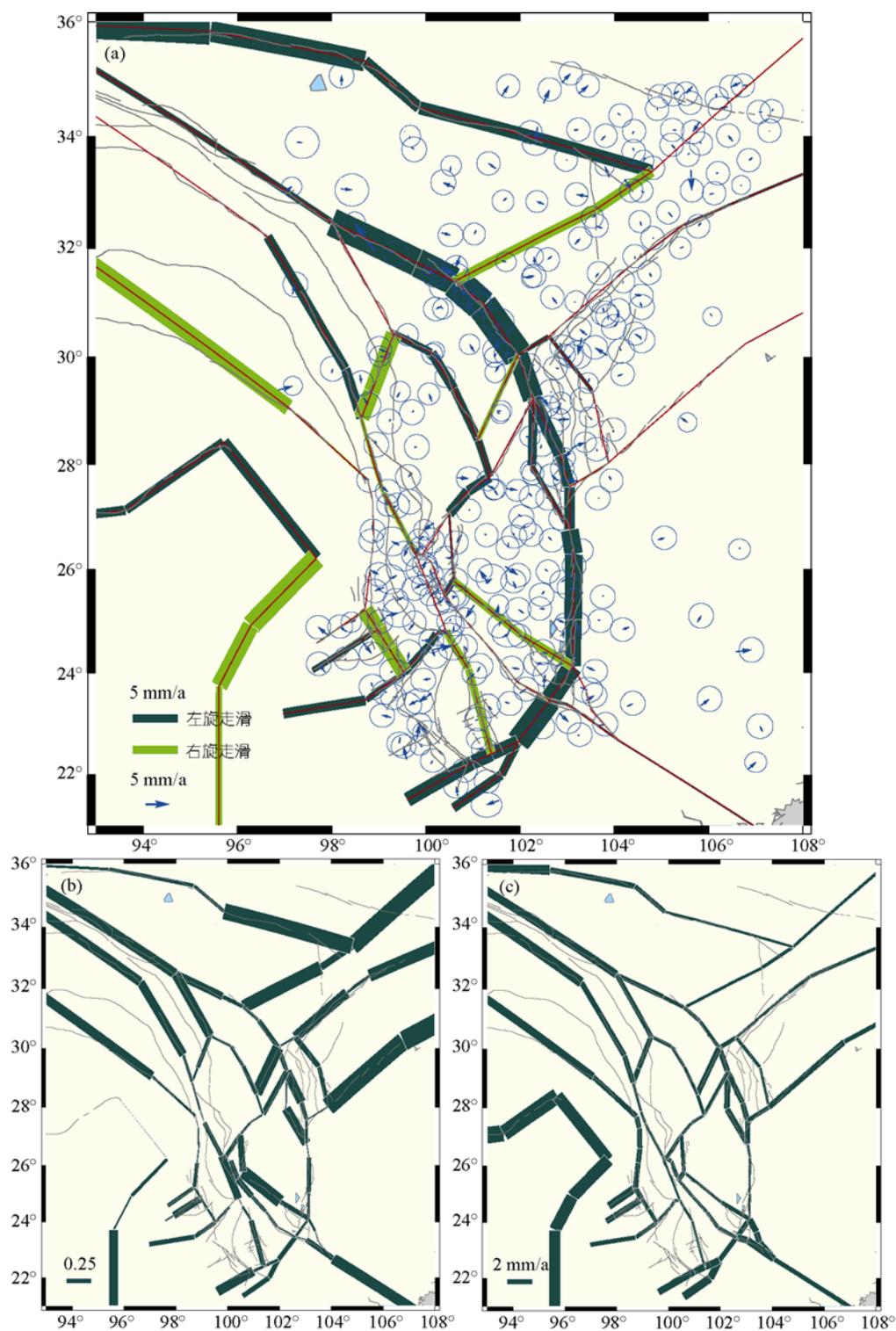


图3 川滇地区断层模型走滑分量拟合结果

(a) 断裂活动速率; (b) 解析度; (c) 误差

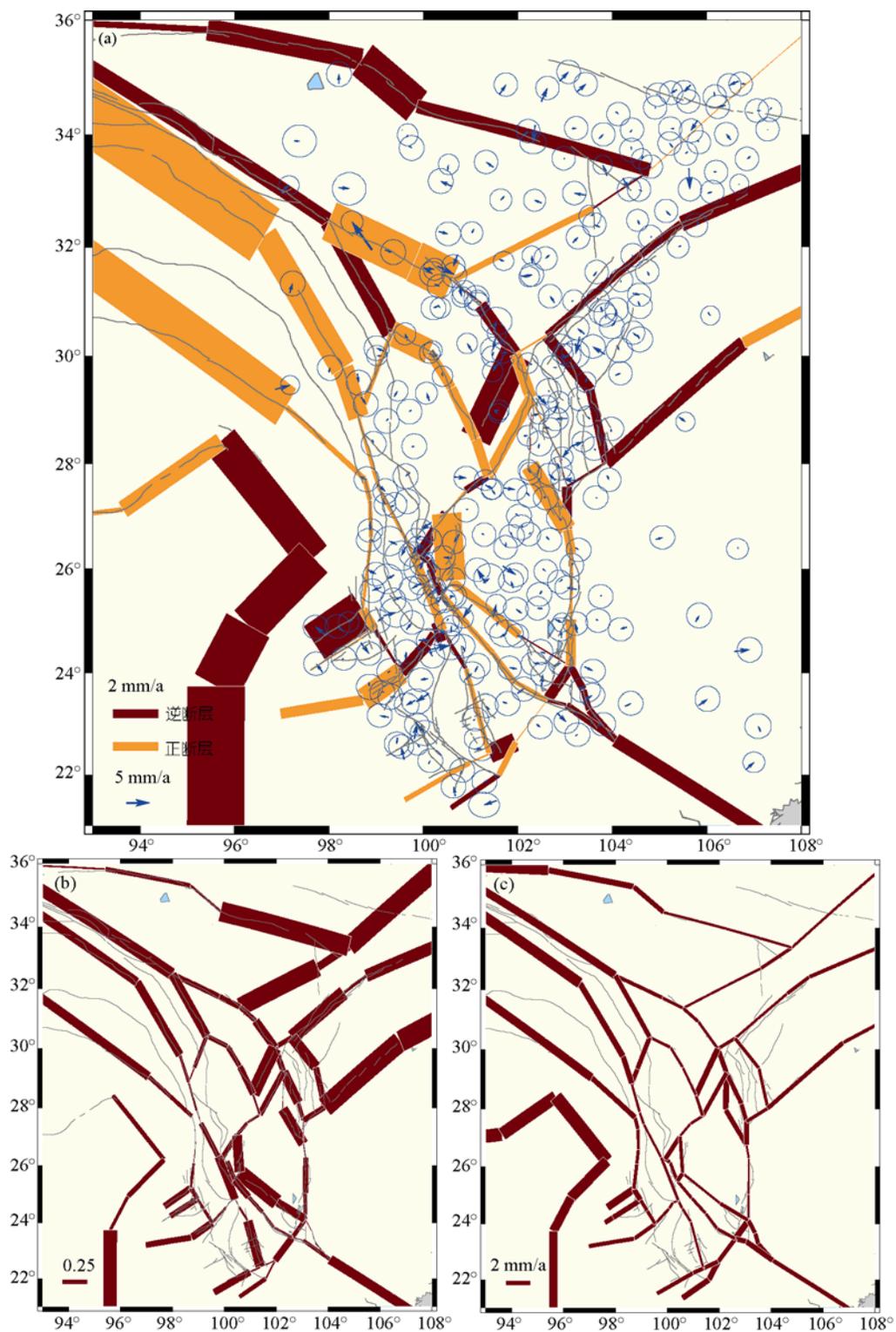


图 4 川滇地区断层模型挤压/拉张分量拟合结果

(a) 断裂活动速率; (b) 解析度; (c) 误差

表 1 断裂错动速率拟合结果^{a)}

断裂名称	走滑分量			挤压/拉张分量		
	速率/mm·a ⁻¹	误差/mm·a ⁻¹	解析度	速率/mm·a ⁻¹	误差/mm·a ⁻¹	解析度
甘孜-玉树断裂北西段	-3.1	2.8	0.44	-2.8	2.7	0.51
甘孜-玉树断裂南东段	-13.0	1.7	0.34	7.4	1.4	0.25
鲜水河断裂甘孜-炉霍段	-13.4	1.5	0.18	7.8	1.2	0.25
鲜水河断裂炉霍-道孚段	-15.7	1.4	0.14	0.1	1.2	0.22
鲜水河断裂道孚-康定段	-15.6	1.4	0.23	-2.7	1.1	0.39
鲜水河断裂康定-石棉段	-11.2	2.3	0.24	2.5	2.0	0.29
安宁河断裂	-5.1	2.5	0.11	-0.1	2.4	0.06
则木河断裂	-2.8	2.3	0.46	3.8	1.9	0.51
大凉山断裂	-7.1	2.1	0.45	0.4	1.8	0.47
小江断裂	-9.4	1.2	0.52	1.5	1.0	0.58
小江断裂向南西延伸部分	-10.1	2.0	0.13	-2.2	2.4	0.21
打洛-景洪断裂	-7.3	2.6	0.45	1.1	1.6	0.33
湄沽断裂	-4.9	3.0	0.49	-0.5	2.2	0.31
红河断裂北西段	0.4	1.6	0.34	-1.5	1.3	0.30
红河断裂中段	0.3	1.3	0.67	1.0	1.5	0.75
红河断裂南东段	-1.5	2.7	0.34	-1.3	2.0	0.25
南华-楚雄-建水断裂	4.2	1.3	0.81	0.9	1.2	1.09
北澜沧江断裂碧土以北段	-5.1	2.1	0.57	5.2	2.3	0.56
北澜沧江断裂碧土以南段	2.4	1.2	0.16	0.8	1.1	0.15
白玉断裂	-0.4	1.9	0.44	4.0	1.9	0.42
维西-巍山断裂	1.3	1.0	0.60	1.5	1.1	0.64
无量山断裂	4.3	1.1	0.38	0.6	1.1	0.59
怒江断裂	0.3	2.3	0.47	-0.3	2.7	0.28
龙陵-澜沧断裂	8.5	1.7	0.37	0.1	1.6	0.53
理塘断裂	-4.4	1.3	0.61	2.7	1.1	0.86
龙日坝断裂	5.1	1.2	0.87	0.8	1.1	1.13
龙门山断裂带	-0.5	1.1	0.68	-1.1	1.1	0.98
得雨错-饮马湖断裂	0.3	2.1	0.79	-2.8	1.6	0.89
丽江-小金河断裂北东段	-0.8	1.5	0.27	2.4	1.7	0.30
丽江-小金河断裂中段	-5.4	1.2	0.22	-0.5	1.0	0.28
丽江-小金河断裂南西段	-0.5	1.6	0.21	-2.3	1.8	0.24
巴塘断裂	8.7	2.1	0.34	1.1	1.9	0.28
玉农希断裂	2.7	2.3	0.56	-6.7	2.3	0.64
荣经-马边-盐津断裂	-1.2	1.2	0.49	-2.1	1.4	0.81
大盈江断裂	0.9	3.0	0.19	-7.8	2.8	0.31
龙陵-瑞丽断裂	-3.1	2.4	0.43	0.4	2.0	0.32
南定河断裂	-4.3	1.6	0.62	1.2	1.5	0.82
东昆仑断裂	-7.1	1.4	0.99	-3.5	1.5	1.13

a) 断裂错动速率以右旋走滑和拉张为正

军等^[10](4.7~5.3 mm/a), 徐锡伟等^[14]((6.5±1.0) mm/a)和Shen等^[36](4±2) mm/a)所得结果基本一致, 而与申重阳等^[8]所得结果(走滑速率 30 mm/a, 挤压速率 9~11 mm/a)相差很大. 大凉山断裂的活动速率比徐锡伟等^[14]所得结果((3.3±0.7) mm/a)偏大. 则木河断裂走滑速率((2.8±2.3) mm/a)比徐锡伟等^[14]((6.4±0.6) mm/a)和Shen等^[36]((7±2) mm/a)所得结果偏小. 韩渭宾和蒋国芳^[53]利用地震目录研究表明安宁河-则木河

地震带中强以上地震的频次显著大于大凉山地震带, 前者断裂平均滑动速率比后者大, 强震平均复发时间间隔比后者小; 说明在过去几百年的时间里安宁河-则木河断裂上的应变积累可能得到更大程度的释放, 而大凉山断裂正处于应变积累时期, 具有更强的地震危险性. 不过由于大凉山断裂的地震地质考察工作做得没有安宁河断裂深入, 不排除结果可能受到数据偏差的影响. 则木河断裂(3.8±1.9) mm/a的拉

张速率,可能是在形变连续约束下成右阶排列的安宁河和小江断裂的左旋走滑运动在则木河断裂垂向产生拉张的结果。

则木河断裂和大凉山断裂相交后向南延伸为小江断裂,该断裂带又分为东西两支.由于GPS台站分布密度的限制,模型中只给出总的活动速率,而无法获得它们各自的错动速率.模型反演结果显示小江断裂带具有 (9.4 ± 1.2) mm/a的左旋走滑活动,拉张分量较小,与宋方敏等^[6]所得结果 $((10 \pm 2)$ mm/a)相比基本一致,比He等^[12]所得结果 $(13.0 \sim 16.5)$ mm/a)偏小,比Shen等^[36]所得结果 $((7 \pm 2)$ mm/a)略大.

Shen等^[36]还发现,小江断裂向西南延伸跨红河断裂存在 (7 ± 2) mm/a的左旋走滑,本文的研究结果也显示这条北东向形变带的存在,但左旋走滑速率比Shen等^[36]得到的结果略大,为 (10.1 ± 2.0) mm/a,并且这条形变带似乎继续向南西方向延伸并与打洛-景洪和湄沾断裂相接.跨过这两条断裂分别存在 (7.3 ± 2.6) 和 (4.9 ± 3.0) mm/a的左旋走滑分量,它们与甘孜-玉树、鲜水河、安宁河、则木河、大凉山、小江断裂以及跨红河断裂形变带一起构成了青藏高原东南部东向挤出的东北边界和东边界.

3.2 金沙江-红河断裂带

前人研究结果指出德钦-中甸-大具断裂和金沙江断裂带都有一定程度的活动^[11,16,18].本文在没有设置这些断层单元的情况下得到很小的GPS速度场残差,说明这些断裂在现今可能并不活动或活动性很弱.红河断裂是具有深部背景的大型活动断裂,与金沙江断裂一起被认为是川滇菱形块体的西南边界.前人大量研究表明其晚更新世以来有明显的活动.但我们的反演结果显示红河断裂现今活动不强,其北西段右旋走滑活动和挤压活动分别为 (0.4 ± 1.6) 和 (1.5 ± 1.3) mm/a,中段右旋走滑活动和拉张活动分别为 (0.3 ± 1.3) 和 (1.0 ± 1.5) mm/a,南东段左旋走滑活动和挤压活动分别为 (1.5 ± 2.7) 和 (1.3 ± 2.0) mm/a,与前人研究结果相比基本一致^[36,54,55].事实上近些年的地震分布也显示红河断裂现今表现相当平静.而本研究显示其北东侧的南华-楚雄-建水断裂和南西侧的无量山断裂带则分别具有 (4.2 ± 1.3) 和 (4.3 ± 1.1) mm/a的右旋活动.上述结果支持汪一鹏等^[15]提出的高原挤

出的西南边界可能由一组断续、分散、滑动速率较低的右旋走滑断裂承担.

3.3 澜沧江-维西-巍山-无量山断裂带

这是研究区又一条弧形断裂带.本文模型中未设置与南澜沧江断裂相应的断层单元(图 1).与鲜水河-小江断裂带相比,活动性明显降低,北澜沧江断裂碧土以北段左旋走滑速率为 (5.1 ± 2.1) mm/a,拉张速率为 (5.2 ± 2.3) mm/a,碧土以南段右旋走滑速率为 (2.4 ± 1.2) mm/a,拉张速率为 (0.8 ± 1.1) mm/a.碧土以北段走滑分量解析度达 0.57,有一定可信度,但南段数据约束不强,解析度仅为 0.16,结果并不十分可靠.此外碧土以北段与白玉断裂间缺乏GPS台站,二者表现的 (5.2 ± 2.3) mm/a 拉张和 (4.0 ± 1.9) mm/a 的压缩可能存在负相关,不一定是真实情况的反映.无量山断裂带具有 (4.3 ± 1.1) mm/a 的右旋走滑活动.需要特别指出的是,本文进行反演所使用的是 1994~2006 年的 GPS 数据,而 2007 年 6 月云南普洱 6.4 级地震就发生在无量山地震带附近,也证实了无量山断裂带确实是一条当今活动性较强的断裂带.

3.4 怒江-龙陵-澜沧断裂带

本文反演结果显示怒江断裂活动速率很低,右旋走滑速率仅为 (0.3 ± 2.3) mm/a.怒江断裂以南的龙陵-澜沧断裂(相当于Shen等^[36]中的施甸形变带)则表现出较强的右旋走滑活动,走滑速率为 (8.5 ± 1.7) mm/a,与Shen等^[36]所得结果(~ 6 mm/a)一致.大地电磁测深^[56]、活动构造定量研究^[7]和GPS数据的研究结果^[35,36]都发现这一区域存在一条新生断裂带.

3.5 理塘断裂

理塘断裂的反演结果显示其左旋走滑速率和拉张速率分别为 (4.4 ± 1.3) 和 (2.7 ± 1.1) mm/a.其走滑速率与徐锡伟等^[4,18]和周荣军等^[57]所得到的结果 $((4 \pm 1)$ mm/a, 2.6~4.4 mm/a)基本一致.而拉张速率则与徐锡伟等^[18]得到的 0.1~1.8 mm/a略有不同,与Gan等^[37]所得这一区域存在的平均应变率 $(13.6 \pm 2.0) \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ 的北东向拉张应变结果相一致.

3.6 龙门山及其周边地区断裂带

近年来的研究指出,龙门山地区地壳活动性较

弱, 其缩短速率在 3.0 mm/a 以下 [17,36]。Burchfiel [58] 提出在高原中央的重力势能的驱动下, 下地壳向东流动, 并通过下地壳的膨胀加厚导致青藏高原东部的地形升高。龙门山陡峭的地形前峰是由高原东部和四川盆地地下地壳流变性质的显著差异造成的。四川盆地之下缺少软弱的下地壳, 阻挡了来自高原东部地壳物质的东向流动, 造成地壳增厚和龙门山的隆起。这一解释与在龙门山前缘及邻区观测到的晚新生代很小的缩短量相一致。本文反演结果显示龙门山断裂具有 (0.5 ± 1.1) mm/a 的左旋走滑活动和 (1.1 ± 1.1) mm/a 的挤压活动。而其西北存在一条形变带, 目前该形变带被认为以龙日坝断裂为代表¹⁾, 其右旋走滑速率为 (5.1 ± 1.2) mm/a, 与 Shen 等 [36] 所得结果 (2~8 mm/a) 基本一致。其南东侧得雨错-饮马湖断裂则具有 (2.8 ± 1.6) mm/a 的逆冲活动和很小的走滑分量, 该地区可能存在类似斜向俯冲的板块边缘所发生的变形分解作用。

3.7 丽江-小金河断裂带

该断裂为川滇菱形块体内部一条次级边界带, 本文反演结果给出该断裂的分段活动性结果: 其北东段为左旋拉张性质但活动性并不明显, 左旋走滑速率为 (0.8 ± 1.5) mm/a, 拉张速率为 (2.4 ± 1.7) mm/a; 中段以左旋走滑为主, 走滑速率为 (5.4 ± 1.2) mm/a; 南西段则以挤压逆冲为主, 挤压速率为 (2.3 ± 1.8) mm/a。Shen 等 [36] 利用 GPS 数据得到丽江-小金河断裂 3 mm/a 的左旋走滑速率。在 Gan 等 [37] 的结果中也显示区域应变场特征大致在该断裂附近发生转变。徐锡伟等 [14] 给出 (3.8 ± 0.7) mm/a 的左旋走滑速率和 (0.6 ± 0.1) mm/a 的挤压速率。向宏发等 [59] 通过盆地复位和同沉积盆地的位错分析以及年龄测试资料指出该断裂全新世以来的平均位错速率在 $(2.5 \sim 5.0)$ mm/a 之间 [59]。上述研究结果表明该断裂在川滇地区地壳运动格局中的作用不容忽视。

3.8 巴塘断裂

巴塘断裂晚第四纪以来具有明显的活动性, 曾发生过 1870 年巴塘 7 级地震, 周荣军等 [57] 基于 TM

卫片和航空照片判译, 给出该断裂右旋走滑速率为 1.3~2.7 mm/a。本文反演结果则给出了更高的滑动速率, 右旋走滑速率 (8.7 ± 2.1) mm/a, 拉张速率 (1.1 ± 1.9) mm/a, 显示出很强的活动性。但是该断裂反演结果解析度不高, 走滑和拉张分量的总解析度分别为 0.34 和 0.28, 结果的得出很大程度上来自周边断裂错动连续性的约束, 而非该断裂附近 GPS 数据的直接约束。

3.9 玉农希断裂

玉农希断裂构成贡嘎山第四纪强烈隆起断块的西边界, 历史上曾发生过 1975 年康定六巴 6.2 级地震。黄伟等 [60] 依据断错地貌研究结果指出该断裂为一条全新世弱活动断裂, 平均垂直滑动速率为 0.5~0.6 mm/a 左右。陈桂华 [61] 利用冲沟和河流阶地位错以及 C^{14} 测年结果和堆积物年代的估计得到该断裂左旋走滑速率约 3 mm/a, 挤压速率约 1 mm/a。本文反演结果显示该断裂现今具有较强的活动性, 右旋走滑速率为 (2.7 ± 2.3) mm/a, 挤压速率为 (6.7 ± 2.3) mm/a, 比前人研究结果偏大。但结果似乎与王庆良²⁾ 根据 1973~2006 年间的水准数据得到的结果存在一致性: 贡嘎山地区相对雅安年上升速率大于 4.0 mm/a, 相对四川盆地的宜宾年上升速率大于 5.7 mm/a。由于地壳介质的不可压缩性, 垂向的隆升通常意味着地壳的挤压增厚即水平向的缩短。从水准观测的结果来看, 贡嘎山及其周边地区存在整体抬升的趋势, 这一区域的水平位移很可能也是弥散在地壳中的, 而不仅仅受断裂错动的影响。我们的模型结果反映的应该是来自北西侧地壳物质向南东方向的运动在贡嘎山地区受到阻挡, 造成玉农希断裂的挤压活动及其附近地壳的缩短变形, 引起贡嘎山的隆升。由于 GPS 台站分布密度的限制, 目前还无法确定真正发生在玉农希断裂上的位错量, 而只能给出玉农希断裂附近地壳缩短速率的估计。

3.10 环喜马拉雅东构造结断裂

环喜马拉雅东构造结断裂的活动以东构造结为界, 以西为左旋拉张, 东北为左旋挤压, 东南为右旋

1) 闻学泽. 私人通讯, 2007

2) 王庆良. 私人通讯, 2007

挤压. 由于该断裂带附近几乎没有 GPS 数据的控制, 因而所得结果并不可靠, 只能得到定性的认识, 但其提供的大致形变边界条件对于本研究还是不可少的.

4 讨论

4.1 断裂连续性和拉张分量限制条件对模型拟合结果的影响

在模型中施加适当约束一方面可以降低数据量不足对拟合结果的影响, 体现区域形变的整体特征; 但另一方面, 太强的约束会影响拟合结果, 减弱数据在计算中的作用, 降低结果的总解析度. 因此需要给定适当的约束以提高模型的合理性和适用性. 除了与断层系统自身几何形态相关的限制量, 断层连续性限制条件 D_c 和拉张分量限制条件 D_n 是 2 个重要参数, 通过分析它们在取不同数值时模型拟合后数据方差和总解析度的关系, 可以选取适当数值, 使得模型既能较好地拟合数据又可对数据施加恰当的限制 [46].

将 D_c , D_n 保持 2:1 的比例从 (0, 0) km (对应图 5 中最右边的点, 对模型约束最弱) 变化到 (5000, 2500) km (对应左上的第一个点, 对模型约束最强) 得到模型拟合后残差和解析度的折中关系 (图 5). 随解析度

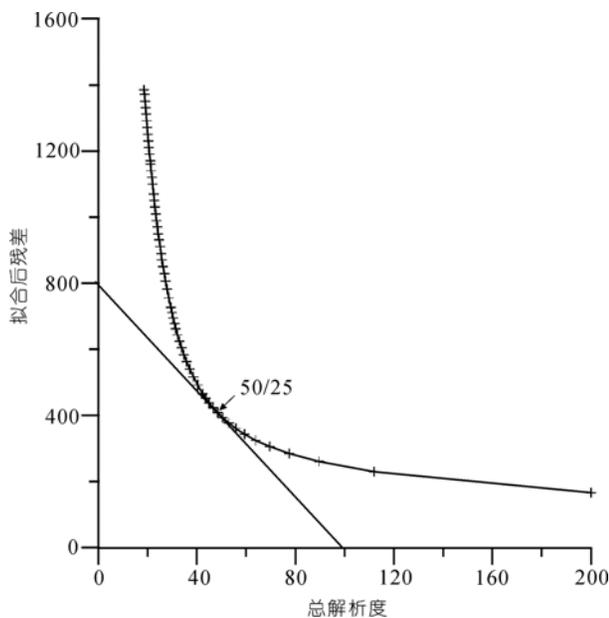


图 5 模型总解析度和拟合后数据方差随 D_c 的变化曲线
箭头所指的点对应的参数值为权衡两者关系后最终在计算中采用的数值

增加, 拟合后残差减小, 模型对数据的拟合程度越来越好; 但同时模型的约束也越来越弱, 结果对数据的依赖程度提高, 数据可能被过度解释, 大量数据误差可能被带入计算结果之中. 注意到拟合后残差随解析度的增加而下降的趋势逐渐减缓, 两者关系曲线分为两段, 当两者变化幅度一致时 (双轴归一化后曲线斜率为 -1) 应为这两段的转折点, 我们选定该点所对应的模型参量 ($D_c = 50$ km, $D_n = 25$ km) 对模型施加限制, 对应模型总解析度为 48.38.

4.2 断层锁定深度对模型拟合结果的影响

鲜水河断裂和小江断裂邻近区域 GPS 数据分布密集, 对断层锁定深度拟合结果有较强约束. 因此在断层模型中选取这几段, 分别赋予不同的锁定深度计算拟合后残差. 图 6 给出鲜水河断裂和小江断裂锁定深度与拟合后残差的关系曲线. 从图 6 中可以看到锁定深度存在一个最佳值, 对应于拟合后残差的最小值. 鲜水河断裂和小江断裂的最佳锁定深度分别为 15 和 17 km, 利用 F 检验的方法得到 70% 的置信区间分别为 11~19 和 11~25 km. 而其他断裂由于断层长度的限制、数据量的不足和周边其他断层活动的相关影响, 还不能有效地反演其断层锁定深度.

4.3 连接断层元方法和剖面投影方法的比较

从本文的反演结果来看, 连接断层元所得到的断裂活动速率与剖面投影方法得到的结果相比普遍偏高. 究其原因应当是两种方法差异造成, 剖面投影法假定跨断层形变场为一维, 依据远场速率差估计断层错动率. 这一方法的好处是根据大尺度的宏观场给出结果, 结果有相当稳定性. 缺点是由于形变场, 尤其是近场形变场常常是二维而不是一维, 忽略二维形变信息将无法很好解析位错沿断层走向的变化; 并且由于假定远场位移源自无穷长断层的错动, 当断层构造与此假定差距较大 (长度有限) 时便会低估断层的错动量. 而连接断层元模型没有这一假定带来的误差, 可以更好地估计断层元错动率沿断层的变化. 该方法的缺点则在于: 如果约束不当, 在数据约束不足或断层元划分过于细微情况下结果有可能不够稳定. 两种方法的差异可以解释为什么本文在鲜水河断裂的走滑错动估算结果与 Shen 等 [36] 相比偏高; 考虑 GPS 数据在鲜水河断裂地区的分布和我们模型

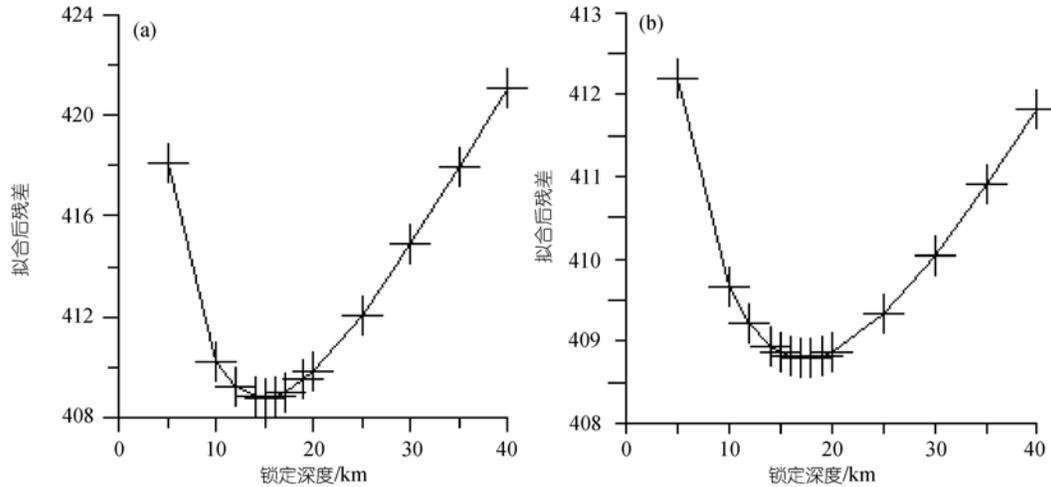


图 6 模型拟合后残差随锁定深度的变化关系

(a) 鲜水河断裂; (b) 小江断裂

划分的情况以及图 3(b)所示断层元解析度, 我们认为单条断层错动率的反演结果也许并不十分可靠, 但在数条相连断层错动率估计都偏高的情况下, 其整体错动率结果 8.9~17.1 mm/a, 尽管高于 Shen 等 [36] 的估计, 应当是可靠的. 而 GPS 估计错动率高于地质学估计结果可能是二者为不同观测时段形变资料的平均所致.

4.4 复杂断裂带断层模型的局限

研究区存在数个由两组共轭断裂分割的区域. 其中荣经-马边-盐津逆冲构造带是青藏高原东南边缘重要的 NW 向强震构造带, 该断裂由两组共轭断裂组成, 历史上曾发生两次 7 级以上地震和频繁的 6~6.75 级地震震群 [62]. 由于 GPS 台站的限制, 模型中仅设置了两条北西向断裂单元, 反演得到该断裂带水平向消减速率为 (2.1 ± 1.4) mm/a. 大盈江、龙陵-瑞丽和南定河断裂是与怒江断裂相交的一系列北东走向断裂. 由于缺少境外资料, 模型中仅依据现有资料进行了断层单元设置, 实际上它们很可能向远场延伸. 由于忽略远场积分效应的影响, 可能导致反演结果与实际情况相比偏高. 从反演结果来看, 大盈江断裂具有很强的逆冲分量, 龙陵-瑞丽断裂和南定河断裂则具有较强的左旋走滑活动. 思茅-普洱地区也存在多条共轭断裂相交的情况, 模型中仅设置了一条北西向断裂单元, 也得到较高的活动速率. 上述区域都是地震活动性较强的地区, 但由于 GPS 台站密度的限制,

无法由速度场给出精细的地壳形变图像.

5 结论

本文基于连接断层元模型利用 GPS 水平速度场反演了研究区主要断裂的错动速率. 结果显示, 鲜水河-小江断裂带是一条大型左旋走滑断裂带, 该断裂带内的甘孜-玉树、鲜水河、安宁河、则木河、大凉山、小江断裂、其向西南方向的延伸以及打洛-景洪、湄沾断裂的左旋速率分别为 0.3~14.7, 8.9~17.1, (5.1 ± 2.5) , (2.8 ± 2.3) , (7.1 ± 2.1) , (9.4 ± 1.2) , (10.1 ± 2.0) , (7.3 ± 2.6) 和 (4.9 ± 3.0) mm/a. 其中, 甘孜-玉树断裂北西段和南东段的左旋走滑速率分别为 (3.1 ± 2.8) 和 (13.0 ± 1.7) mm/a; 鲜水河断裂甘孜-炉霍段、炉霍-道孚段、道孚-康定段和康定-石棉段的左旋走滑速率分别为 (13.4 ± 1.5) , (15.7 ± 1.4) , (15.6 ± 1.4) 和 (11.2 ± 2.3) mm/a. 在印藏碰撞的背景下, 该断裂构成了青藏高原南东部物质自东-东南转向南挤出的北东边界和东边界, 但其走滑速率远低于“大陆逃逸”假说推测的速率.

青藏高原东向挤出的西边界并不清晰, 可能存在一条宽阔的右旋剪切形变带, 其活动性弱于鲜水河-小江断裂带. 过去被认为是板内转换断层的红河断裂在我们的结果中活动性较弱, 其东西两侧的南华-楚雄-建水断裂和无量山断裂则表现出较强的活动性, 分别具有 (4.2 ± 1.3) 和 (4.3 ± 1.1) mm/a 的右旋走滑.

对龙门山和龙日坝断裂的反演结果支持前人 [36] 的认识, 即龙门山地区现今不活动或活动性很弱, 龙日坝断裂带则表现出较强的活动性, 具有 (5.1 ± 1.2) mm/a 的右旋走滑分量. 而龙门山南东方向的得雨错-饮马湖断裂则表现出一定的逆冲活动. 结合前人认识, 龙门山地区由于地壳较厚, 下地壳相对软弱, 在高程差异造成的重力势能作用下物质向南东方向迁移, 受到强硬四川盆地地壳的阻挡, 造成龙门山的隆起, 与四川盆地形成强烈的地表高程差异.

川滇菱形块体内部的一些断裂也都表现出较强的活动性, 其中理塘断裂左旋走滑速率为 (4.4 ± 1.3) mm/a, 拉张速率为 (2.7 ± 1.1) mm/a; 丽江-小金河断裂中段左旋走滑 (5.4 ± 1.2) mm/a. 玉农希断裂及其周边地区右旋剪切形变速率为 (2.7 ± 2.3) mm/a, 地壳缩短速率 (6.7 ± 2.3) mm/a.

我们还注意到, 研究区存在三处被两组共轭断

裂所切割的地区, 马边-盐津、思茅-普洱和大盈江-南定河地区, 在我们的反演结果中这三条断裂带都表现出现今活动, 但囿于 GPS 台站空间分布限制, 无法给出这些断裂带详细的应变分配情况.

综上所述, 在印度板块向北北东方向楔入青藏高原和高原重力势能的东向推挤作用下, 高原东南部向东挤出, 受到稳定华南块体的阻挡后转向南东方向继而向南运动, 使得川滇地区围绕东喜马拉雅构造结作顺时针运动. 一系列活动断裂伴随这一“地壳流展”运动产生, 其中鲜水河-小江断裂和一条宽阔的右旋剪切形变带分别构成其东边界和西边界. 由于川滇块体相对软弱的地壳、特别是下地壳的流变学结构, 地壳形变以小型块体的相互运动为主, 造成川滇块体内部, 特别是构成小型块体边界的活动断裂附近的变形.

致谢 在本文完成过程中, 邓起东、徐锡伟、张培震、王庆良、闻学泽、张祖胜、万永革、曾跃华、宋方敏和韩竹军等参与了讨论并给予了有益的建议, 特此感谢.

参考文献

- 1 张培震, 邓起东, 张国民, 等. 中国大陆的强震活动与活动地块. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33(增刊): 12—20
- 2 Allen C R, Luo Z L, Qian H, et al. Field study of a highly active fault zone: the Xianshuihe fault of southwestern China. *Geol Soc Am Bull*, 1991, 103: 1178—1199 [DOI]
- 3 Zhao G G, Liu D Q, Wei W, et al. The late Quaternary slip rate and segmentation of the Xianshuihe active fault zone. In: *Proceedings of the PRC-USA Bilateral Symposium on the Xianshuihe Fault Zone*. 1990 Oct, Chengdu. Beijing: Seismological Press, 1992. 41—57
- 4 孙建中, 施顺英. 利用地震矩张量反演鲜水河断裂带现今运动学特征. *地壳形变与地震*, 1994, 14(4): 9—15
- 5 King R W, Shen F, Burchfiel B C, et al. Geodetic measurement of crustal motion in southwest China. *Geology*, 1997, 25(2): 179—182 [DOI]
- 6 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. 237
- 7 向宏发, 毓顺民, 徐锡伟, 等. 川滇南部地区活动地块划分与现今运动特征初析. *地震地质*, 2000, 22(3): 253—264
- 8 申重阳, 王琪. 川滇菱形块体主要边界运动模型的 GPS 数据反演分析. *地球物理学报*, 2002, 45(3): 352—361
- 9 周荣军, 何玉林, 黄祖智, 等. 鲜水河断裂带乾宁-康定段的滑动速率与强震复发间隔. *地震学报*, 2001, 23(3): 250—261
- 10 周荣军, 何玉林, 杨涛, 等. 鲜水河-安宁河断裂带磨西-冕宁段的滑动速率与强震位错. *中国地震*, 2001, 17(3): 253—262
- 11 沈军, 汪一鹏, 任金卫. 中国云南德钦-中甸-大具断裂带第四纪右旋走滑运动. 见: 马宗晋, 等编. *青藏高原岩石圈现今变动与动力学*(3). 北京: 地震出版社, 2001. 123—135
- 12 He H L, Yasutaka I, Song F M, et al. Late quaternary slip rate of the Xiaojiang fault and its implication. *Seismol Geol*, 2002, 24(1): 14—26
- 13 闻学泽, 徐锡伟, 郑荣章, 等. 甘孜-玉树断裂的平均滑动速率与近代大地震破裂. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33(增刊): 199—208
- 14 徐锡伟, 闻学泽, 郑荣章, 等. 川滇地区活动块体最新构造变动样式及其动力来源. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33

(增刊): 151—162

- 15 汪一鹏, 沈军, 王洪, 等. 川滇块体的侧向挤出问题. *地学前缘*, 2003, 10(特刊): 188—192
- 16 乔学军, 王琪, 杜瑞林. 川滇地区活动地块现今地壳形变特征. *地球物理学报*, 2004, 47(5): 805—811
- 17 唐文清, 陈智梁. 青藏高原东缘鲜水河断裂与龙门山断裂现今的构造活动. *地质通报*, 2005, 24(12): 1169—1172
- 18 徐锡伟, 张培震, 闻学泽, 等. 川西及其邻近地区活动构造基本特征与强震复发模型. *地震地质*, 2005, 27(3): 446—461
- 19 Tapponnier P, Molnar P. Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature*, 1976, 264: 319—324 [DOI](#)
- 20 Tapponnier P, Peltzer G, Le Dain A Y, et al. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 1982, 10: 611—616 [DOI](#)
- 21 Peltzer G, Tapponnier P. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts and basins during the India-Asia collision: an experimental approach. *J Geophys Res*, 1988, 93: 15085—15117 [DOI](#)
- 22 Avouac J P, Tapponnier P. Kinematic model of active deformation in central Asia. *Geophys Res Lett*, 1993, 20(10): 895—898 [DOI](#)
- 23 Peltzer G, Saucier F. Present day kinematics of Asia derived from geologic fault rates. *J Geophys Res*, 1996, 101: 27943—27956 [DOI](#)
- 24 Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, et al. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 2001, 294: 1671—1677 [DOI](#)
- 25 Replumaz A, Tapponnier P. Reconstruction of the deformed collision zone between India and Asia by backward motion of lithospheric blocks. *J Geophys Res*, 2003, 108(B6): 2285 [DOI](#)
- 26 England P, McKenzie D. A thin viscous sheet model for continental deformation. *Geophys J R Astron Soc*, 1983, 70: 295—321
- 27 Vilotte J P, Madariaga R, Daignières M, et al. Numerical study of continental collision: Influence of buoyancy forces and initial stiff inclusion. *Geophys J R Astron Soc*, 1986, 84: 279—310
- 28 Houseman G, England P. Crustal thickening versus lateral explosion in the Indian-Asian continental collision. *J Geophys Res*, 1993, 98: 12233—12249 [DOI](#)
- 29 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 [DOI](#)
- 30 Flesch L M, Haines A J, Holt W E. Dynamics of the India-Eurasia collision zone. *J Geophys Res*, 2001, 106: 16435—16460 [DOI](#)
- 31 Thatcher W. Microplate model for the present-day deformation of Tibet. *J Geophys Res*, 2007, 112: B01401, doi: 10.1029/2005JB004244
- 32 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 [DOI](#)
- 33 陈智梁, 沈凤, 刘宇平, 等. 青藏高原东部地壳运动的 GPS 测量. *中国地质*, 1998, 5: 32—35
- 34 陈智梁, 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
- 35 吕江宁, 沈正康, 王敏. 川滇地区现代地壳运动速度场和活动块体模型研究. *地震地质*, 2003, 25(4): 543—554
- 36 Shen Z K, Lü J, Wang M, et al. Contemporary crustal deformation around the southeast borderland of the Tibetan Plateau. *J Geophys Res*, 2005, 110: B11409 [DOI](#)
- 37 Gan W J, Zhang P Z, Shen Z K, et al. Present-day crustal motion within the Tibetan Plateau inferred from GPS measurements. *J Geophys Res*, 2007, 112: B08416 [DOI](#)
- 38 王敏, 张祖胜, 许明元, 等. 2000 国家 GPS 大地控制网的数据处理和精度评估. *地球物理学报*, 2005, 48(4): 817—823
- 39 王永革, 王敏, 沈正康, 等. 利用 GPS 和水准测量资料反演 2001 年昆仑山口西 8.1 级地震的同震滑动分布. *地震地质*, 2004, 26(3): 393—404
- 40 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 [DOI](#)
- 41 牛之俊, 王敏, 孙汉荣, 等. 中国大陆现今地壳运动速度场的最新观测结果. *科学通报*, 2005, 50(8): 839—840
- 42 Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull Seism Soc Am*, 1985, 75: 1135—1154
- 43 Okada Y. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull Seism Soc Am*, 1992, 82: 1018—1040
- 44 Zeng Y H, Shen Z K. Kinematic fault model of crustal deformation in California constrained by GPS observations. *AGU Fall Meeting Abstract*, 2006
- 45 Jackson D D, Matsu'ura M. A bayesian approach to nonlinear inversion. *J Geophys Res*, 1985, 90: 581—591 [DOI](#)
- 46 Shen Z K, Ge B X, Jackson D D, et al. Northridge earthquake rupture models based on the Global Positioning System measurements. *Bull Seism Soc Am*, 1996, 86: 37—48

- 47 邓起东, 张培震, 冉勇康, 等. 中国活动构造基本特征. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2002, 32(12): 1020—1030
- 48 Wang E, Burchfiel B C. Late Cenozoic to Holocene deformation in southwestern Sichuan and adjacent Yunnan, China, and its role in formation of the southeastern part of the Tibetan Plateau. *Geol Soc Am Bull*, 2000, 112: 413—423[DOI]
- 49 Meade B J, Hager B H. Block models of crustal motion in southern California constrained by GPS measurements. *J Geophys Res*, 2005, 110: B03403[DOI]
- 50 McCaffrey R. Block kinematics of the Pacific-North America plate boundary in the southwestern United States from inversion of GPS, seismological, and geologic data. *J Geophys Res*, 2005, 110: B07401[DOI]
- 51 朱艾斓, 徐锡伟, 周永胜, 等. 川西地区小震重新定位及其活动构造意义. *地球物理学报*, 2005, 48(3): 629—636
- 52 沈正康, 王敏, 甘卫军, 等. 中国大陆现今构造应变率场及其动力学成因研究. *地学前缘*, 2003, 10(特刊): 93—100
- 53 韩渭宾, 蒋国芳. 大凉山断裂带与安宁河-则木河断裂带的地震活动性分析. *地震研究*, 2005, 28(3): 207—212
- 54 云南省地震局, 滇西地震预报实验场. 一九九六年丽江地震. 北京: 地震出版社, 1998. 188
- 55 国家地震局地质研究所, 云南省地震局. 滇西北地区活动断裂. 北京: 地震出版社, 1990
- 56 孙洁, 徐常芳, 江钊, 等. 滇西地区地壳上地幔电性结构与地壳构造运动的关系. *地震地质*, 1989, 11(1): 35—45
- 57 周荣军, 陈国星, 李勇, 等. 四川西部理塘-巴塘地区的活动断裂与 1989 年巴塘 6.7 级震群发震构造研究. *地震地质*, 2005, 27(1): 31—43
- 58 Burchfiel B C. New technology: new geological challenges. *GSA Today*, 2004, 14(2): 4—10[DOI]
- 59 向宏发, 徐锡伟, 虢顺民, 等. 丽江-小金河断裂第四纪以来的左旋逆推运动及其构造地质意义——陆内活动地块横向构造的屏蔽作用. *地震地质*, 2002, 22(2): 188—198
- 60 黄伟, 周荣军, 何玉林, 等. 四川玉农希断裂的全新世活动与 1975 年康定六巴 6.2 级地震. *中国地震*, 2000, 16(1): 53—59
- 61 陈桂华. 川滇块体北东边界活动构造带的构造转换与变形分解作用. 博士学位论文. 北京: 中国地震局地质研究所, 2006
- 62 张世民, 聂高众, 刘旭东, 等. 荣经-马边-盐津逆冲构造带断裂运动组合及地震分段特征. *地震地质*, 2005, 27(2): 221—233