

川西地区现今垂直地壳运动研究

王庆良^{①②*}, 崔笃信^②, 王文萍^②, 张四新^②, 刘锦文^②, 史旗^③

① 中国地震局地震预测研究所兰州科技创新基地, 兰州 730000;

② 中国地震局第二监测中心, 西安 710054;

③ 国家测绘局大地测量数据处理中心, 西安 710054;

* E-mail: wangql.box@263.net

收稿日期: 2008-02-13; 接受日期: 2008-04-01

国家重点基础研究发展计划(编号: 2004CB418403)资助项目

摘要 地处川滇菱形活动地块中、北部的川西及邻区, 是青藏高原物质大规模东南方向运动的重要通道, 也是青藏高原上新世以来大幅隆起的重要延伸区和影响区. 利用川西及其邻区 1970 年至 2006 年的多期水准观测资料, 采用以相邻水准点间高差变化速率为观测值的垂直形变网平差方法, 获得了川西地区近 30 年来的长期地壳垂直运动速度场图像. 结果表明, 相对稳定的四川盆地, 川西地区现今仍处在差异性的快速隆升阶段, 其中: (1) 位于泸定、雅江之间的高尔寺山地区现今隆起速率为 3.0~4.0 mm/a, 位于雅江、理塘之间的剪子弯山-卡子拉山地区的现今隆起速率为 4.0~4.8 mm/a, 而位于理塘、中甸之间的沙鲁里山、大-小雪山地区, 其现今隆起速率为 3.0~4.0 mm/a. (2) 位于鲜水河断裂带东南端的贡嘎山区, 其相对四川盆地的现今隆起速率至少为 5.8 mm/a, 相对安宁河谷地的隆起速率也不小于 3.0~4.0 mm/a, 贡嘎山隆升速率之大可与喜马拉雅山 5~10 mm/a 的隆起速率相媲美. (3) 大凉山地区的现今隆起变形主要集中在安宁河断裂带与大凉山断裂带之间的块体上, 相对四川盆地的隆起速率为 2.5~3.0 mm/a. (4) 位于川滇菱形地块中部的丽江、永胜、攀枝花地区, 相对四川盆地表现为 -2.0~-1.0 mm/a 的下降运动, 其相对下降运动与 GPS 地壳水平运动所表现出的东西向拉张变形特征相一致. (5) 综合 GPS、水准、大地电磁测深等观测资料分析认为, 川西地区尤其是贡嘎山脉的现今快速隆升运动, 可能与下地壳塑性流的受阻增厚密切相关, 而川滇菱形地块中南部的东西向拉张和下沉变形, 则可能与喜马拉雅东构造结地区下地壳塑性流的南东、南西向分叉运动有关.

关键词

川西地区
水准
垂直运动
下地壳流动

位于川滇菱形活动地块的川西及邻区是青藏高原物质大规模东南向流动的重要通道, 其晚新生代沿鲜水河-安宁河-小江断裂、红河断裂的水平滑动距离最大可达 100 km^[1,2]. 在发生大规模水平运动的同时, 川西地区晚新生代以来还经历了阶段性的大幅度隆升运动. 例如, 一些研究学者根据区内新第三纪主夷平面(常保留有红色风化壳)的最初形成高度估计

(不超过 1000 m), 以及主夷平面现今所处的海拔高度研究认为^[3-5], 川西地区第四纪以来的隆升幅度为 2000~3500 m, 且隆升量由西北向东南逐渐减小. 蒋复初等^[6,7]根据川滇西部地区晚新生代地层的沉积记录研究认为, 青藏高原东南部大致沿龙门山-大相岭-锦屏山-玉龙山-碧罗雪山一线展布的地貌边界带雏形, 出现于距今 2.5 Ma 左右, 他们根据泸定大渡河西岸

海子坪一带昔格达组河湖相沉积地层的测年和现今海拔高度资料研究推算, 川西高原距今 2.5 Ma 以来相对川滇地轴的隆升量可达 1180 m. 张岳桥等^[8,9]基于 TM 遥感影像解译和野外调查研究, 提出了攀西高原晚新生代四阶段隆升模式, 认为中晚更新世-全新世(距今 1.1 Ma 以来)是高原快速隆升与河谷阶地发育时期, 形成了沟谷纵横深切的高原地貌景观. 张培震等^[10]则根据青藏高原周缘构造活动事件在距今约 8 Ma 前后准同步发生的特点研究认为, 青藏高原向北、向东的扩展和山脉隆起变形可能在距今约 8 Ma 就已发生了, 而非传统认识上的 3~4 Ma^[11].

GPS 观测研究结果表明^[12-15], 青藏高原物质沿川滇菱形活动地块的东南向运动现今仍在持续进行之中, 其中, 沿鲜水河断裂带的左旋滑动速率为 10~11 mm/a, 沿安宁河-则木河-小江断裂带的左旋运动速率约为 7 mm/a^[14]. 在青藏高原物质仍在东南向运动的同时, 川西及邻区的现今垂直地壳运动特征如何, 一直是地学工作者十分关注的问题, 它直接关系到区域大陆动力变形特征和机理的正确全面认识, 也关系到区域强震孕育和发生过程的理解. 《中国岩石圈动力学图集》编委会^[3]、应绍奋与张祖胜等^[16]曾根据 1951~1982 年期间的两次全国精密水准测量资料, 利用整体平差方法获得了中国大陆第一幅现今垂直形变速率图, 但在该垂直形变速率图上, 川西高原相对四川盆地表现为 3.0~4.0 mm/a 的下沉运动, 显然与青藏高原东缘晚新生代以来的继承性隆升构造运动特征以及现今 GPS 水平运动特征不相一致, 推测可能与 1951 年前后的水准测量误差较大等因素有关. 王双绪^[17]、张四新等^[18]曾利用川西地区的多期水准观测资料, 研究过鲜水河、安宁河断裂带的现今垂直地壳形变问题, 但其研究重点主要集中在短时间段内(数年尺度)的垂直形变速率动态变化及其与地震关系方面, 没有涉及较长时间段的区域垂直形变速率背景场问题.

本论文的主要研究目的就是根据川滇西部地区近 30 多年来的精密水准观测资料, 利用高差变化速率垂直形变网整体平差方法, 统一获取川西及邻区较长时间尺度的现今垂直地壳运动速率背景场图像, 并在此基础上进一步讨论分析该垂直地壳运动速率

背景场的变形动力学机理.

1 水准资料情况

川西地区是中国著名的强震活跃地区之一, 为监测该区的地壳运动变化状态及其可能的地震中期前兆, 20 世纪 70 年代以来, 中国地震局第二监测中心、四川省地震局雅安测量队等单位, 在国家测绘局一等水准测量网的基础上, 改建、扩建了川西地区地震水准监测网(图 1). 该地震水准监测网主要由一个控制川滇菱形块体中北部地区的大水准环和四个控制大凉山地块的小水准环组成, 水准路线总长度约 4000 km, 点距 3~5 km. 由于地处横断山脉地区, 上述地震水准监测网中的东西方向测线基本上都横穿区内典型的构造带, 如大凉山构造带、攀西古裂谷带、理塘构造带等. 该区的南北向水准路线除理塘-中甸测线斜穿理塘、中甸弧形断裂构造带外, 其余主要沿鲜水河、安宁河、则木河、大凉山等大型断裂带谷地布设.

多年的大地测量观测结果表明, 由于受地球内、外动力变化的共同作用, 无论地表水平形变还是垂直形变均表现出不同程度的随时间波动变化特征^[19,20], 相对而言, 由于地球表面是一自由表面, 内外动力引起的地表垂直位移波动性要更大一些. 对 GPS 观测而言, 在点位稳定性较好的情况下, 一般 3~5 a 的 GPS 观测即可获得比较稳定的区域地壳水平运动背景速度场, 但对高精度水准观测而言, 欲想获得比较稳定的区域地壳垂直运动背景速度场, 一般至少需要 10 a 以上的重复水准观测资料.

从 1970 年代初到 2006 年, 川西地区地震水准监测路线网已绝大部分先后进行了数期一等水准测量, 每条水准路线的测量时间不尽相同, 每公里偶然中误差平均为 0.34 mm 左右, 复测周期 3~10 a 不等, 复测最少的线路有 2 期水准测量结果(如理塘-中甸测线), 复测最多的线路有 7 期水准测量成果(如贡嘎山东侧的泸定-石棉测线). 本文主要利用各水准路线 10 a 以上时间间隔的两期或多期水准观测资料, 求取川西地区的长期垂直形变速率场. 表 1 为各水准路线的水准观测资料利用情况, 除西昌-宜宾测线 1981, 1996 年的两期一等水准观测数据由国家测绘局大地

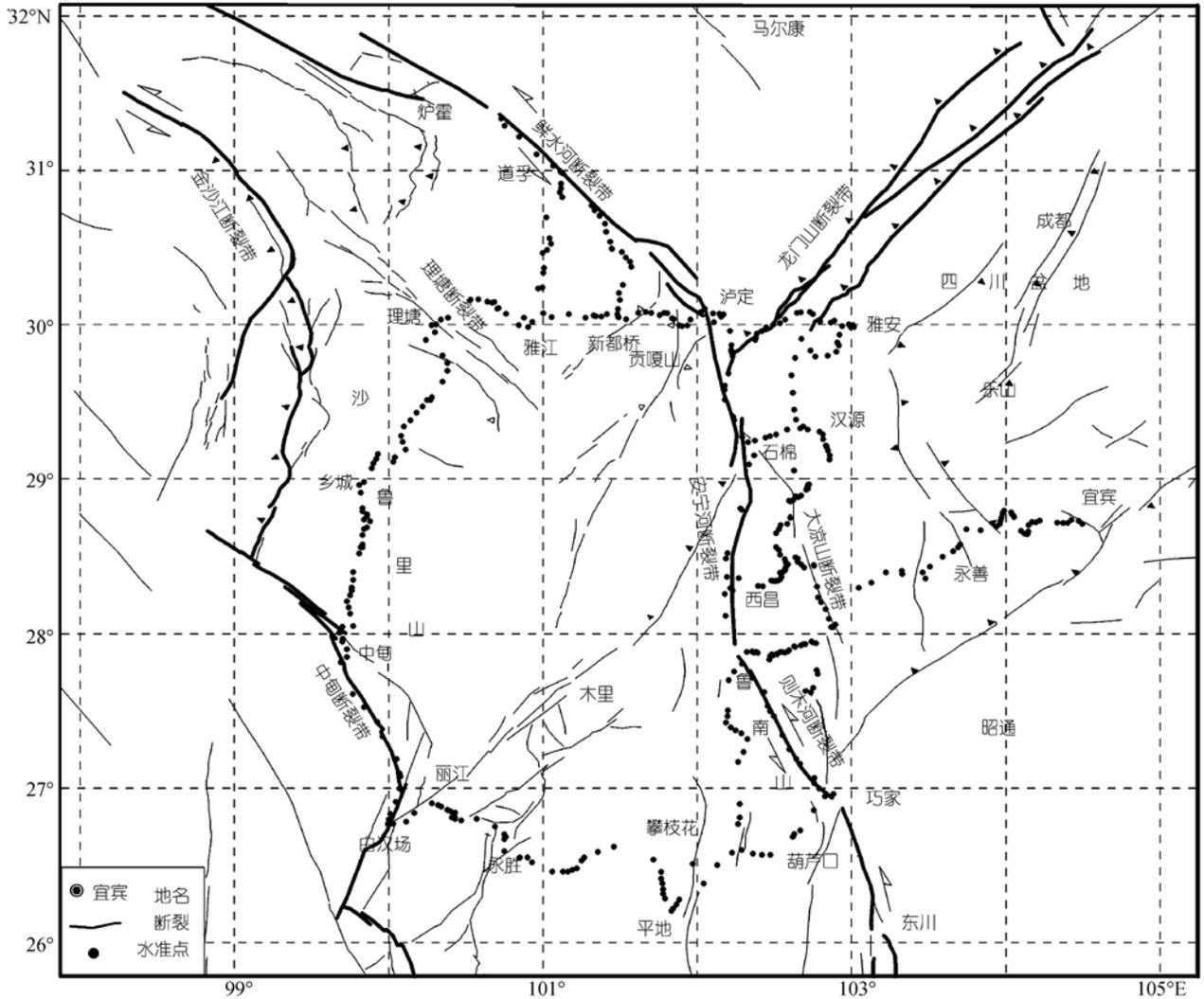


图 1 川西地区水准路线分布图

表 1 川西水准资料利用表

水准测线端点	资料年份	水准测线端点	资料年份
理塘-新都桥	1979, 1994, 2006	新都桥-泸定	1984, 1997, 2006
泸定-石棉	1977, 2006	石棉-西昌	1981, 2006
西昌-平地	1974, 2003, 2006	平地-荣将	1975, 2006
荣将-永胜	1985, 2006	永胜-白汉场	1983, 2001, 2006
白汉场-中甸	1978, 2006	中甸-理塘	1978, 2006
西昌-巧家	1981, 2003	巧家-会理	1972, 2003
巧家-昭觉	1972, 2003	西昌-宜宾	1981, 1996
西昌-昭觉	1984, 1997	汉源-昭觉	1984, 2003
泸沽-苏姑	1984, 1997, 2003	炉霍-新都桥	1981, 1997
雅安-石棉	1981, 2003	雅安-泸定	1984, 2003
道孚-雅江	1982, 1997, 2006	炉霍-道孚	1982, 1997
道孚-新都桥	1982, 1997, 2006		

测量数据处理中心提供外, 其余测线水准观测数据均由中国地震局第二监测中心提供.

2 平差数据处理方法

为了消弱观测误差影响, 使每个水准点均具有唯一的位移速率解, 一般须对水准网监测资料进行某种数学平差处理. 目前, 根据水准观测资料计算地表垂直形变速率的平差方法主要分为两类: 一类是静态模型方法, 另一类是动态模型方法. 静态模型方法认为每一期观测期间点的高程不发生变化, 进行以高程为参数的间接平差, 最后用两期高程平差值之差和两期观测时间之差计算出速率. 这种方法对观测日期相同(或相近)、观测时间较短(数月内完成)的水准网来说比较适用, 但如果水准网各水准路线的观测时间相隔较长(数年以上), 则上述方法就显然不太严密. 动态模型方法假设观测点的高程是随时间变化的, 比较有代表性的有单点速率模型平差法和分段速率模型整体平差法. 单点速率模型平差方法以观测高差为观测值 [21], 把起始时刻的高程和速率作为未知参数, 这种方法在应用时要考虑高程基准和速率基准. 分段速率模型整体平差法 [22]假设点位高程变化在不同期观测之间是线性变化的, 但不同时间段内的速率可以不同. 这种方法对于分析区域垂直形变速率场的动态变化是非常有用的, 但在使用时存在分段时刻选取、中心时刻选取等问题.

川西地震监测水准网(图 1)观测历史十分复杂, 有的测线如西昌-平地测线、西昌-巧家测线等早在 1970 年代初即已开始观测, 而有的测线如汉源-昭觉测线、泸定-雅安测线等则从 1980 年代初开始才有水准观测资料. 另外, 从各测线的最新水准观测时间来看, 图 1 中的川滇菱形块体水准大环在 2006 年曾进行一次整环水准复测工作, 而有的测线如炉霍-道孚测线、西昌-宜宾测线等, 其最新一期水准观测则是在 1996 和 1997 年前后, 如此分散的水准观测时间很难利用静态模型方法和分段速率模型整体平差方法求取川西地区的区域垂直形变速率场.

为解决川西地震水准网观测时间分散的问题, 同时考虑到垂直形变速率较长时间的稳定性特点, 本文提出了以水准点间高差变化速率(即速率差)为观

测值、以观测点速率为未知参数的垂直形变网整体平差方法, 其主要数学原理如下:

假设较长时间段内观测点间的高程变化是线性的(即高差变化速率为常数), 则给定速率基准, 每一观测点只有一个速率. 观测点间的高差变化速率观测值由下式计算:

$$s_{ij} = \frac{h_{ij}^2 - h_{ij}^1}{T_2 - T_1}, \quad (1)$$

这里 s_{ij} 为第 i 点至第 j 点在较长时段内的高差变化速率, h_{ij}^1 , h_{ij}^2 分别为 T_1 和 T_2 时刻的高差观测值.

函数模型为

$$s_{ij} = \bar{x}_j - \bar{x}_i + \Delta_{ij}, \quad (2)$$

式中 \bar{x}_i 和 \bar{x}_j 分别为第 i 点和第 j 点的速率, Δ_{ij} 为随机误差. 相应的误差方程为

$$V_{S_{ij}} = dx_j - dx_i + x_j^0 - x_i^0 - S_{ij}, \quad (3)$$

式中 x_i^0 和 x_j^0 分别为第 i 点和第 j 点的速率近似值.

矩阵形式为

$$V = AX - l, \quad (4)$$

平差准则为

$$V^T P V = \min, \quad (5)$$

式中 P 为观测值权矩阵, l 为速率差观测值, 这样就归结为经典间接平差问题.

由于采用了以高差变化速率为观测值, 以速率为未知参数的整体网平差方法, 因而避免使用高程作为参数, 在应用时只要考虑速率基准即可. 上述计算方法与单点速率模型无本质区别, 只是使用起来更加方便. 在实际计算时, 需要给定水准点名、点间距 d , 一期观测时间 T_1 (精确到年)、一期观测高差 h_1 、二期观测时间 T_2 (精确到年)、二期观测高差 h_2 等数据或信息. (5)式中的高差变化速率权值由下式确定:

$$p = \frac{(T_2 - T_1)}{d^2}. \quad (6)$$

为增加长期垂直形变速率背景场的可靠性, 本文对部分观测期数较多的测线还同时应用了较长时间间隔的三期水准观测资料进行计算分析, 此时的垂直形变速率为 T_1-T_2 , T_1-T_3 两时段速率的数学加权

平均, 在观测点位、距离完全相同的情况下为两时段速率的数学平均. 为保障长期速率求取的可靠性, 本文中的 T_1 一般取所用水准路线的首期观测, T_2 和 T_3 一般取所用水准路线的最后两期观测.

为检验长期垂直形变速率相对稳定假设的合理性, 在对川西地区水准观测资料进行整体网平差处理前, 我们首先利用表 1 所列的观测时间和水准高差数据, 对川滇菱形块体大水准环(环长度 1925 km)进行了垂直形变速率环闭合差的检验工作, 其方法是以理塘基本点(巴塔 30 乙)为参考点, 分别沿顺时针方向和逆时针方向推算环中各点的垂直形变速率, 计算结果显示该大水准环的垂直形变速率环闭合差只

有 0.9 mm/a, 说明区域长期垂直形变速率场比较稳定这一假设在川西地区是比较合理的.

3 区域长期垂直形变速率场

在川滇菱形块体大水准环垂直形变速率环闭合差检验的基础上, 我们最后利用(1)~(6)式和表 1 所列水准观测数据信息, 对川西地区水准网观测资料进行了整体网平差处理, 以获取各水准点自洽的长期垂直形变速率. 平差处理过程中, 以整个水准网中间的西昌基准点为速率基准点, 最后计算得到的整体网平差精度为每公里权中误差 0.04 mm/a, 该误差主要由观测误差随距离传播增大、速率随时间的波动性

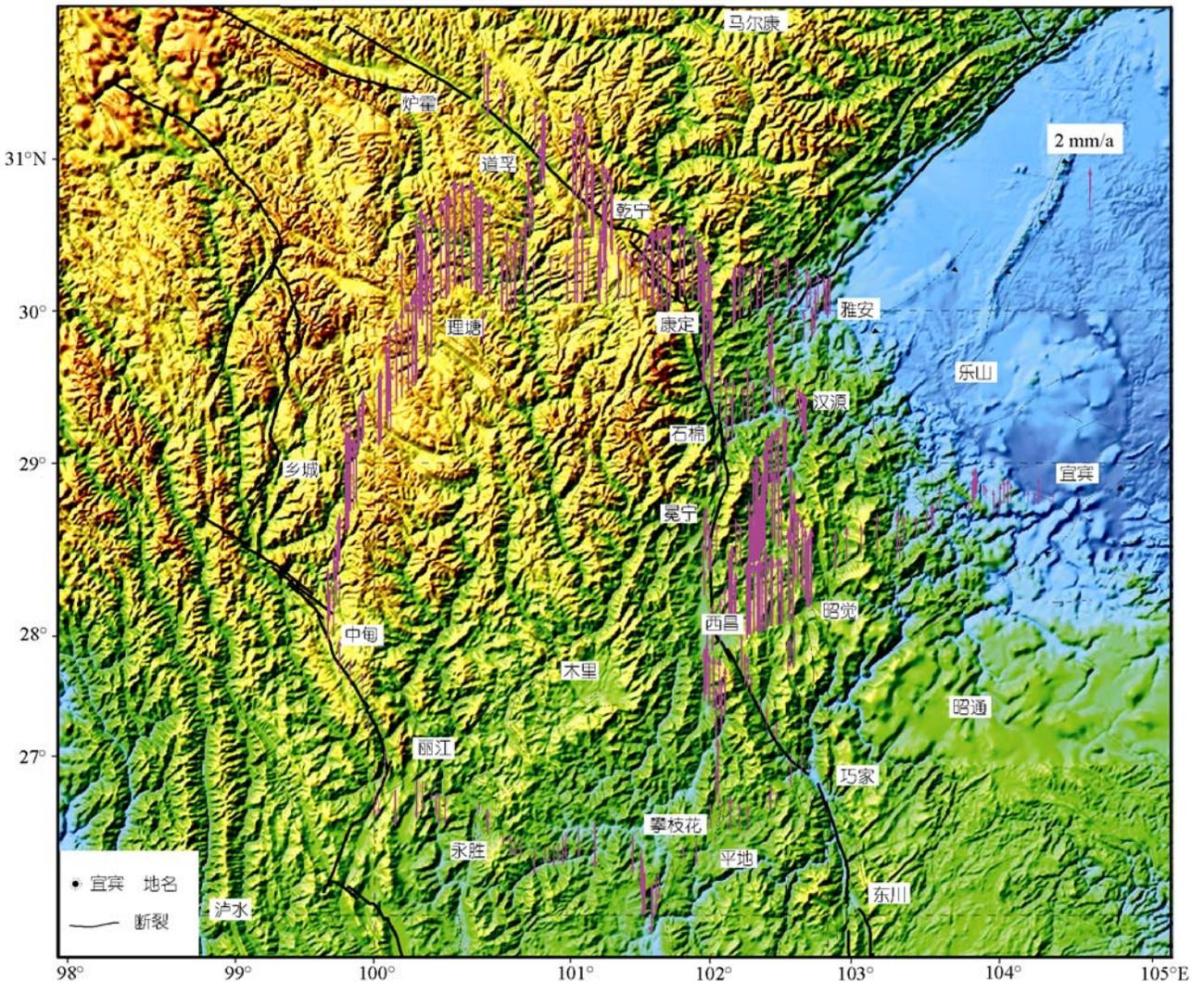


图 2 川西地区垂直位移速率矢量图(相对宜宾)

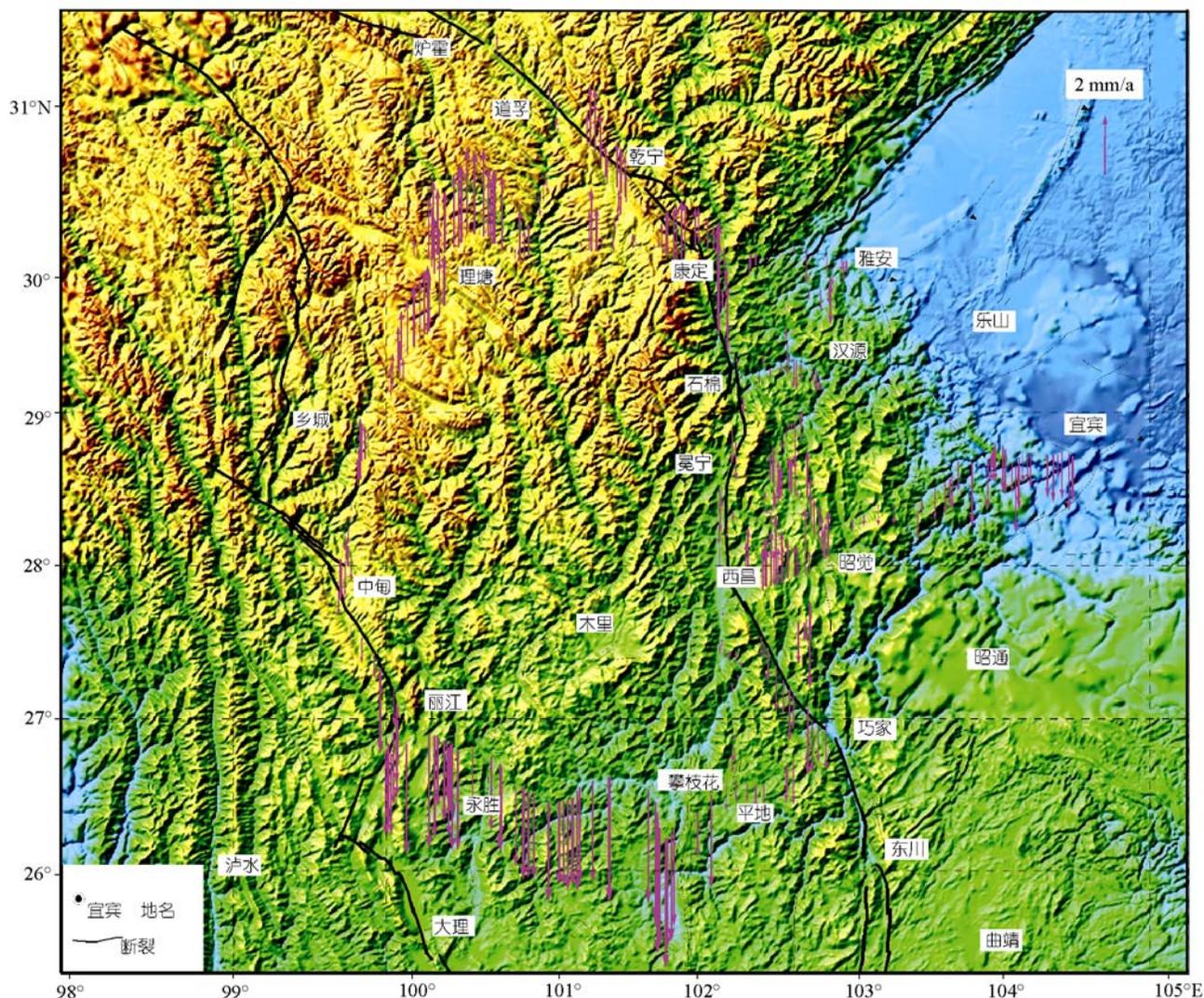


图 3 川西地区垂直位移速率矢量图(相对西昌)

变化、点位稳定性的影响等几种因素构成。

为显示川西地区相对四川盆地以及川西地区内部不同区域之间的相对升降运动,我们对水准网整体平差结果除计算了相对西昌基准点的垂直形变速率外,还同时计算了相对四川盆地内部新宜 38 基准点(位于宜宾县境内)的垂直形变速率结果。图 2 为川西地区相对宜宾新宜 38 基准点的长期垂直位移速率矢量图,图 3 为相对西昌基准点的区域长期垂直位移速率图,图 4 和 5 分别区域内几条典型东西向测线、南北向测线的垂直形变速率剖面图,可以看出:

(1) 相对于四川盆地西南部宜宾地区,整个川西

地区现今仍处在差异性的快速隆升阶段,其中,有蜀山之王之称的贡嘎山(海拔 7556 m),其现今隆起速率最快,根据泸定-石棉测线泸石 10 水准点(距贡嘎山主峰约 35 km)5.8 mm/a 的实测速率推算(图 2, 5(c), (d)),贡嘎山相对四川盆地的现今隆起速率至少为 5.8 mm/a,相对安宁河谷地的隆起速率也不小于 3.0~4.0 mm/a,其隆升速率之大可与喜马拉雅山 5~10 mm/a 的隆起速率相媲美。根据相对西昌基准点的垂直位移速率图(图 3)以及平地-泸定、理塘-雅安垂直形变速率剖面(图 4(c), (d), 5(c), (d))粗略分析认为,贡嘎山的主要高速隆起区影响范围东南可到石棉一带,东北

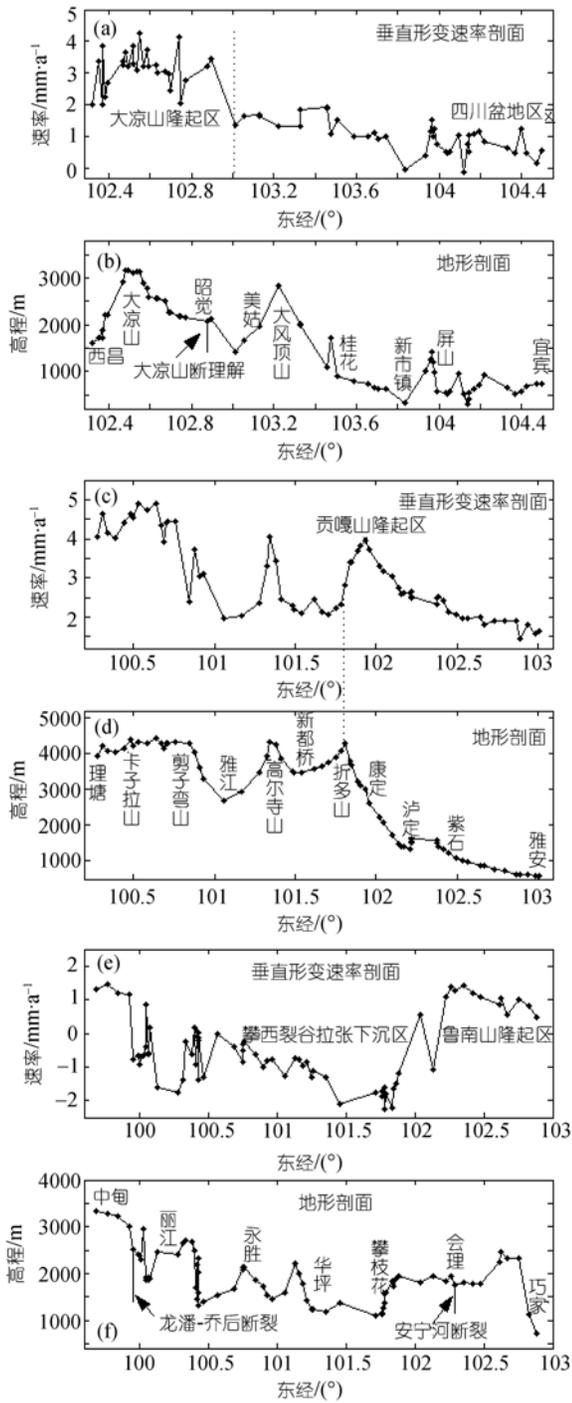


图 4 近东西向垂直形变速率剖面图

(a), (b) 西昌-宜宾剖面; (c), (d) 理塘-雅安剖面; (e), (f) 中甸-巧家剖面. 各垂直形变速率剖面((a), (c), (e))为相对宜宾的速率, 高程剖面((b), (d), (f))为近似海拔高程

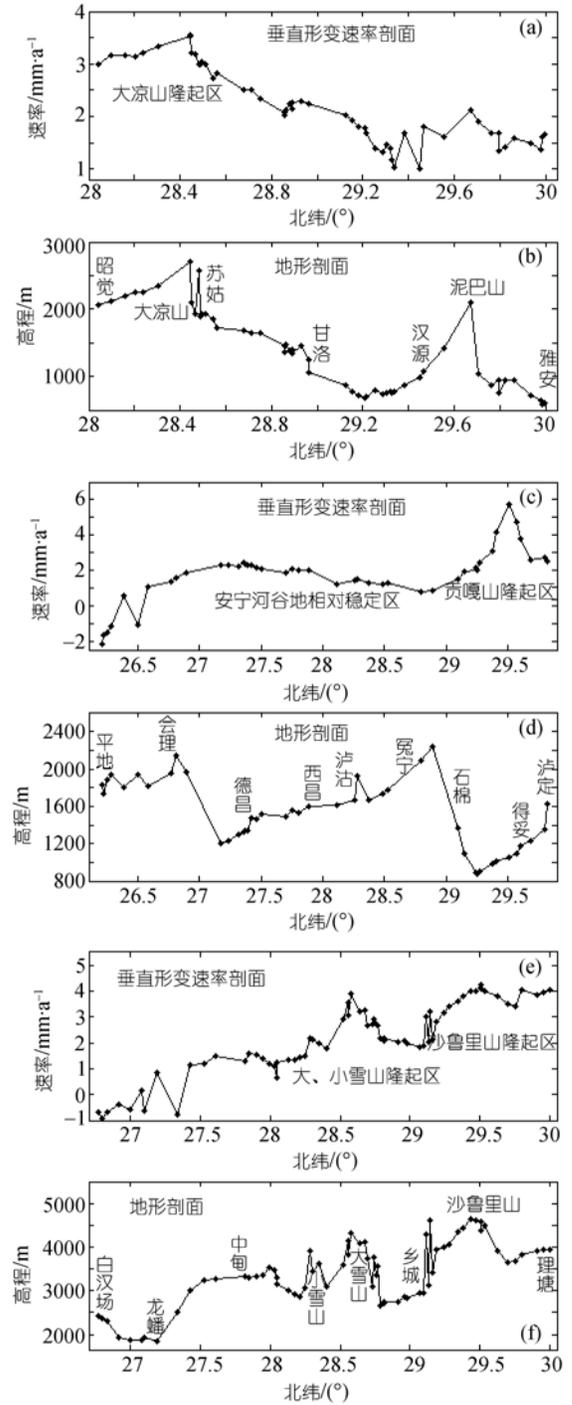


图 5 近南北向垂直形变速率剖面图

(a), (b) 昭觉-雅安剖面; (c), (d) 平地-泸定剖面; (e), (f) 白汉场-理塘剖面. 各垂直形变速率剖面((a), (c), (e))为相对宜宾的速率, 高程剖面((b), (d), (f))为近似海拔高程

可到泸定二郎山一带, 西北可到新都桥一带.

(2) 位于四川新都桥以西、云南中甸以北的川滇菱形地块西北部地区, 海拔高程大部分都在 3500 m 以上, 其现今垂直地壳运动以继承性的上升运动为主(图 4(c), (d), 5(e),(f)), 其中, 位于雅江、理塘之间的剪子弯山-卡子拉山地区现今隆起速率为 4.0~4.8 mm/a(相对宜宾), 仅次于隆起速率最高的贡嘎山地区; 位于泸定、雅江之间的高尔寺山以及理塘、中甸之间的沙鲁里山、大-小雪山等地区, 其现今隆起速率为 3.0~4.0 mm/a(相对宜宾). 位于新都桥、康定之间海拔 4000 多米的折多山, 是川西山地与青藏高原的重要地理分界线, 其现今垂直隆起速率较小, 只有 2.5 mm/a 左右(相对宜宾).

(3) 大凉山地区的现今隆起变形主要集中在安宁河断裂带与大凉山断裂带之间的块体上(图 4(a), (b), 5(a), (b)), 其相对四川盆地的隆起速率为 2.5~3.0 mm/a, 且以继承性上升为主. 安宁河断裂带从德昌到冕宁一带虽高差变化达 1000 多米, 但其内部垂直运动速率差很小(图 5(c), (d)), 仅有 1 mm/a 左右.

(4) 位于龙蟠-乔后断裂、安宁河断裂之间的丽江、永胜、攀枝花地区, 现今相对四川盆地表现为 -2.0~-1.0 mm/a 的下降运动(图 2), 其相对中甸及鲁南山(安宁河与则木河之间)的最大下沉速率约为 -4.0 mm/a, 最大下沉区一个在攀枝花一带, 一个在丽江盆地一带. 有关川滇菱形地块中南部地区相对下沉的原因我们将在下一节予以讨论分析.

4 分析与讨论

4.1 速率结果可靠性分析

有关水准观测垂直形变结果的可靠性和真实性问题, 曾经有过不少争论. 持否定或怀疑态度的主要理由一是近地表大气层的折光效应, 二是水准标尺长度误差对地形相关垂直变形的影响. 川西地震水准监测网严格执行国家一等水准测量规范进行野外往返测作业, 且避开中天大气扰动最强烈的时段, 应该说大气折光因素影响已降低到最小程度. 至于尺长误差因素的影响, 综合分析认为也较小, 其原因主要包括: 第一, 目前国家一等水准测量使用的标尺均为温度影响系数很小的铟瓦标尺, 其尺长检定有一

套非常严格的规定, 超限标尺严禁用于野外水准测量; 第二, 从图 4, 5 的典型垂直形变速率剖面结果可以看出, 除川滇菱形地块西北部隆起区和大凉山西部隆起区表现为与地形的较强正相关性外, 其余测线并未表现出垂直形变-地形的强相关特点, 泥巴山测段(汉源与雅安之间, 图 5(a), (b))、大风顶山测段(美姑与新市镇之间, 图 4(a), (b))、折多山-泸定测段(图 4(c), (d))以及平地-泸定剖面(图 5(c), (d))均表现为很弱的形变-地形相关性, 因此, 本文获取的川西地区长期垂直形变速率场结果应当是可信的, 川滇菱形地块西北部隆起区和大凉山西部隆起区所呈现出来的垂直形变-地形较强正相关性, 实际上反映的是该区域的继承性隆升运动特点.

本文区域垂直地壳运动分析所选取的两个相对参考点新宜 38 基准点和西昌基准点, 均为国家一等基岩水准基准点, 水准点附近无滑坡现象, 不存在点位积水下沉或膨胀等不稳定因素. 新宜 38 基与其邻近的新宜 40、新宜 42 水准点之间的垂直形变速率差不大于 0.1 mm/a, 西昌基准点与邻近的绵昆 147、绵昆 152 水准点之间的垂直形变速率差也不大于 0.1 mm/a(图 4, 5), 均表明图 2 所给出的垂直形变速率场可以基本上反映川西地区相对四川盆地西南部宜宾地区的现今垂直运动速率, 而图 3 所给出的速度场则可以基本上反映川西地区相对安宁河谷西昌盆地段的现今垂直运动速率.

地震尤其是 6 级以上强震所产生的同震位移场和震后弛豫位移场会对区域垂直形变速率场产生一定的影响, 因此, 在利用重复水准观测资料研究区域垂直地壳运动速度场时, 需要分析、避开或扣除区内强震的位移场影响. 从 1970 年代至 2006 年期间, 川西及其邻区先后发生 6 级以上地震 5 次, 分别为 1973 年 2 月 6 日四川炉霍 M_s 7.9 级地震、1981 年 1 月 24 日四川道孚 M_s 6.9 级地震、1996 年 2 月 3 日云南丽江 M_s 7.0 级地震、2001 年 2 月 23 日四川雅江 M_s 6.0 级地震和 2001 年 10 月 27 日云南永胜 M_s 6.0 级地震. 为减小 1973 年炉霍 7.9 级地震和 1981 年道孚 6.9 级地震的位移场影响, 本文对穿过地震影响区的马雅测线和二雅测线均只取了 1982 年或 1984 年以后的水

准观测资料, 因此, 该两地震对鲜水河区域的垂直形变速率场影响不会大于 0.5 mm/a. 其他 3 个地震距水准路线的距离均在 50 km 以上, 根据黏弹性位错模型初步估算, 其对邻近测线上的垂直位移速率场影响也不会超过 0.5 mm/a, 因此, 1970 年至 2006 年期间发生的地震不会对川西地区垂直形变速率场的结果产生较大影响. 图 2~5 中的垂直形变速率图在地震区附近没有明显的速度畸变也表明上述地震的位移场影响并不显著.

4.2 区域地壳隆升机制讨论

有关川西地区的地壳隆升问题, 目前研究学者已普遍认同与青藏高原物质的南东向滑移受阻密切相关, 但在具体的滑移受阻机制尤其贡嘎山块体大幅隆升的机理上却仍有着不同的观点. 徐锡伟等 [23] 研究认为, 川西地区的地壳垂直隆升运动是东向滑移的青藏高原物质通过一系列的叠瓦状逆冲转换来实现的, 金沙江弧形断裂带、丽江-小金河断裂带是两条重要的东向水平运动消减带和垂直隆升运动转换带, 贡嘎山隆起是鲜水河断裂带左旋滑动速率南东向减小的端部应变转换效应, 闻学则等对贡嘎山地区的隆起变形也持相近的观点 [24]. 最近几年, 随着青藏高原中下地壳半熔融性低阻层的地球物理探测发现 [25~27], Royden 等 [28]、Clark 等 [29,30] 以及 Schoenbohm 等 [31] 研究认为, 青藏高原东南边缘尤其是贡嘎山的

现今快速隆升运动, 可能与区域中下地壳的低黏滞性“管流”层(channel flow)流体压力变化密切相关, 通过模拟受阻的下地壳“管流”层(受四川刚性地块阻挡), Clark 等 [29] 利用“管流”层模型较好地解释了青藏高原东南缘的晚新生代地貌隆起演化特征.

Gan 等 [15] 最近利用 GPS 观测资料通过扣除青藏块体整体旋转运动研究发现, 青藏高原物质沿羌塘地块和川滇菱形地块呈现为非常清晰的南东向带状流动, 为羌塘地块-川滇菱形地块的中下地壳管状流动提供了非常有力的大地测量观测证据. 孙洁等 [26] 在青藏高原东缘开展的几条大地电磁测深剖面结果则进一步显示(图 6), 川滇菱形地块下地壳确实存在大规模的低阻“管流”层, 其深度在 25~50 km 左右, 厚度约 25 km, 宽度近 200 km, 电阻率只有几欧姆·米到几十欧姆·米. 赵国泽等 [32] 最近开展的石棉-乐山剖面大地电磁测深结果, 也揭示出贡嘎山东侧一带中地壳有低阻层存在, 电阻率最小达 3~10 Ω·m, 厚度 10~15 km, 且有向大凉山地块内部发展迹象.

综合参考区内大地电磁测深结果以及 Huang 等 [33] 的区域地震层析成像结果分析认为, 川西地区尤其是川滇菱形块体内部的现今隆升运动可能主要是受区域中下地壳的低阻“管流”层流动及其横向粘滞系数差异性所控制的, 其中, 四川刚性地块的横向阻挡作用, 使管流层内半熔融物质在冷-热块体边界

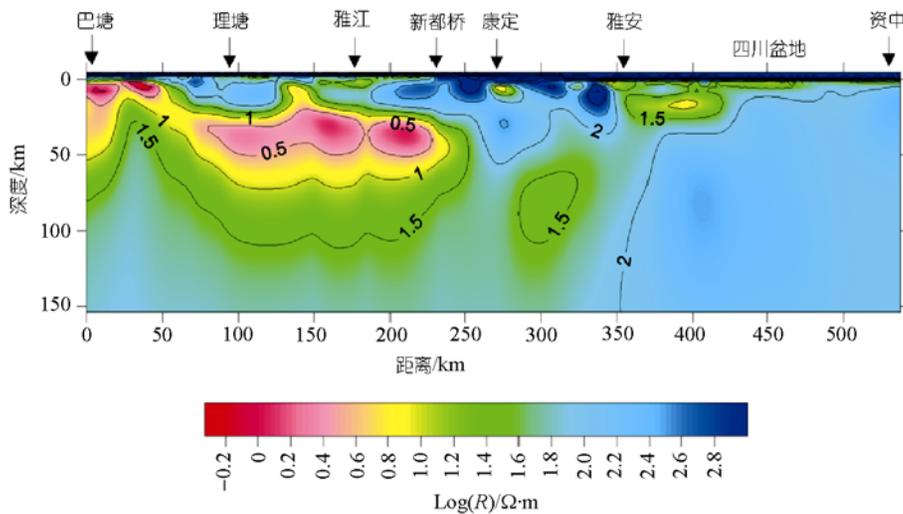


图 6 巴塘-康定-资中大地电磁测深电阻率剖面

剖面原始资料来源于孙洁等 [26] 的资中-巴塘东西向大地电磁测深剖面观测资料, 本图根据白登海提供的反演计算结果绘制

带附近堆积并形成较大的向上流体压力作用于弹性地壳底部,可能是贡嘎山地块现今高速率隆升的主要形成机理.贡嘎山现今隆起区影响范围近 100 km(图 3)、贡嘎山一带 5~3.5 Ma 的晚期热事件细粒结晶花岗岩体(岩脉)经快速隆升冷却过程后暴露于数千米高的地表^[134]、以及贡嘎山东、西两侧无较大规模的逆掩断层存在等证据,也均支持贡嘎山隆起的中、下地壳造山成因机理.大凉山西部地区的现今隆升运动,也可能与区域中下地壳的低阻“管流”层向东扩展^[32]以及流动受阻上升有较大联系,Gan等^[15]的扣除青藏块体整体旋转运动后的川滇地区GPS速度场结果以及本文图 7 相对欧亚板块的GPS速度场结果,也倾向于支持川西地区的中下地壳低阻“管流”层已扩展到大凉山断裂一带.果如此,则现今由安宁河断裂带、大凉山断裂带联合分配的 10 mm/a 左右的水平左旋运动速度场^[14],将在未来地质时段内逐渐由左旋运动受阻较小的大凉山断裂带所替代,形成新的连续性较好的鲜水河-大凉山-则木河-小江弧形左旋边界断裂带.

4.3 川滇菱形块体中南部下沉机制讨论

川西地区现今地壳垂直运动的另一个显著特点是位于龙蟠-乔后断裂与安宁河断裂之间的丽江、永胜、攀枝花地区,相对四川盆地表现为-2.0~-1.0 mm/a 的下降运动(图 2, 4(c)).对比研究发现,该下沉区正好处于洱源-丽江、程海、宁蒗、元谋等一系列近南北走向的拉张断陷盆地区内^[3],是川滇菱形块体中南部地区东西向拉张环境下的地壳变形产物.

川西地区地壳应力场为何从理塘、贡嘎山一带的东西向挤压隆起变形环境转换为川滇菱形块体中南部的东西向拉张变形下沉环境,是一个十分有意义的地质问题.前人曾根据区内上地幔高导层及壳内高导层隆起减薄大地电磁测深资料^[35,36],推测认为上地幔物质上隆是滇西北及攀西拉张裂陷区形成的原因.本文根据川滇地区 1999~2004 年的 3 期 GPS 观测资料以及大地电磁测深资料分析认为,滇西北、攀西以及滇中地区的近东西向拉张断陷可能主要是由于区域中下地壳“管流”层的分叉流动作用引起的.

由图 7 相对欧亚板块的地壳运动速度场以及Gan等^[15]相对青藏块体的 GPS 地壳水平运动速度场可以看出,由青藏高原内部羌塘地块来的物质流在喜马拉雅东构造结一带分解为东、西两股流动,其中,东支流沿川滇菱形地块东边界流向滇东南地区,西支流则沿中甸、丽江、大理一线流向滇西南地区,攀西、滇西北、滇中地区恰好处在两股分叉流所形成的东西向拉张区内,其近东西向的拉张应变率可达 $22.7 \times 10^{-9} \cdot a^{-1}$.根据图 7 所示 GPS 速度场以及小震活动性分布特征初步推测,喜马拉雅东构造结的东西向拉张应变环境,至少往北已扩展到川滇菱形块体内部的本里一带.

至于青藏高原东南缘中、下地壳物质为什么在川滇菱形块体中部以南地区发生西南转向并产生一定的分岔流动,一个很重要的动力学原因可能是印度、缅甸板块的斜向俯冲作用影响,即印度板块向缅甸板块的北东向斜向俯冲作用一方面引起实皆(Sagang)断裂的左旋走滑运动,另一方面在缅甸和滇西南地区产生一定的弧后扩张变形,而这种弧后扩张变形又引导起了区域岩石圈物质的三维横向对流补充.根据Huang等^[33,37]在川滇及缅甸弧地区的地震层析成像研究结果,缅甸俯冲带的深度可达 400 多公里,同时在云南腾冲火山区一带存在明显的P波低速异常,其深度可达 85 km. Huang等^[33]有关中国西南地区的地震层析成像结果还进一步显示,在川滇西部地区下地壳 40 km 深度左右发育有一“人”字型P波低速体,其低速体的上端(北端)在川滇菱形块体内部的大雪山、锦屏山、攀枝花一带,“人”字型低速体的东南分支从本里一带一直延伸到小江断裂带的南端附近,其西侧分支则从本里、盐源一带经永胜、剑川一直延伸到腾冲火山区的低速热异常区.因此,川滇西部地区下地壳“人”字型低速体的存在,有可能是青藏高原东南缘中、下地壳物质分岔状流动以及区域东西向拉张应变产生的重要原因之一.

为了更好地揭示川西地区现今垂直形变速率场由北部挤压隆起变形区向中南部拉张变形下沉区的转换特征,揭示区域地壳运动和大陆变形的动力学机理,非常有必要对川滇菱形块体内部的新都桥-九

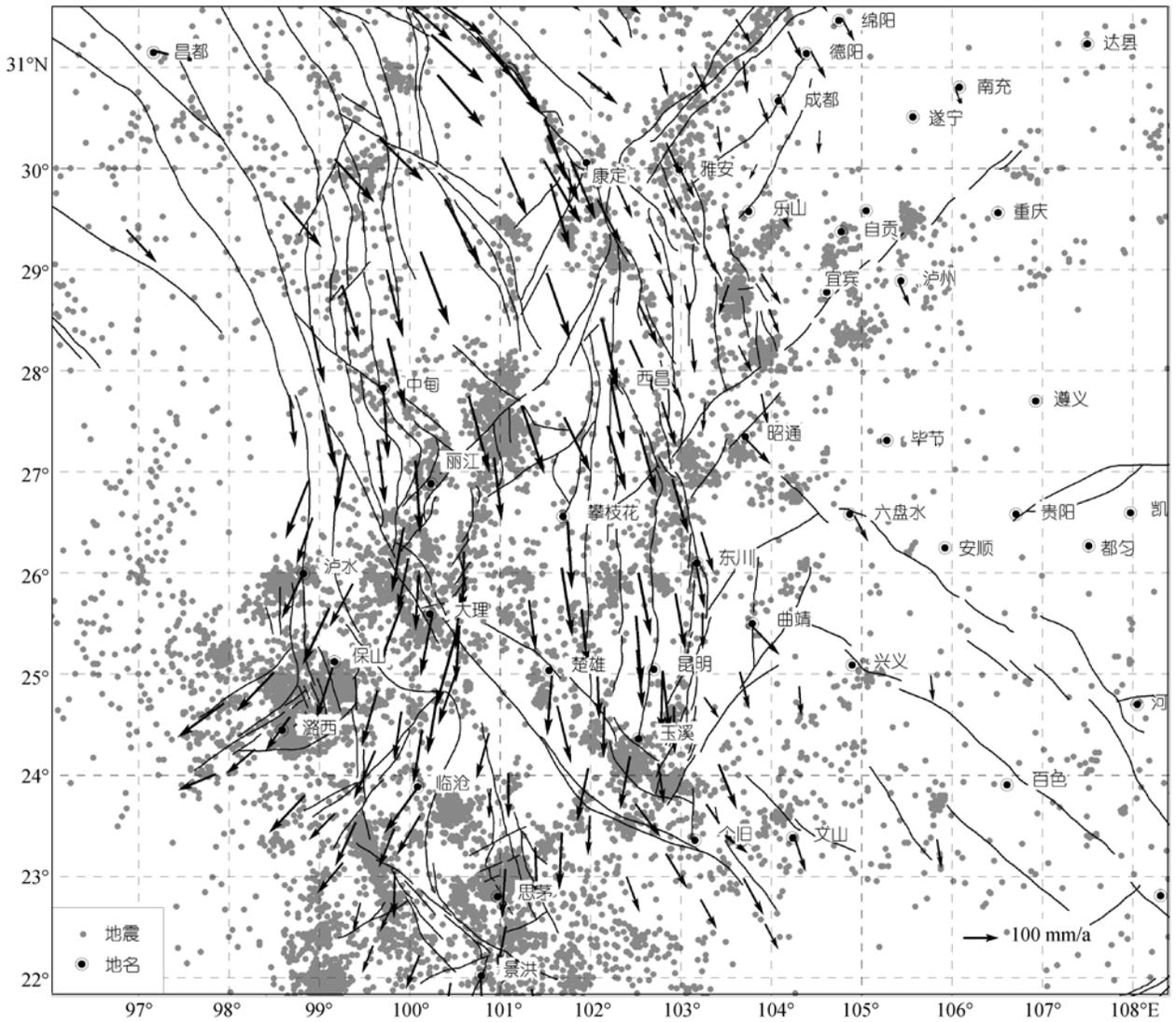


图7 川滇地区现今地壳水平运动速度场
相对欧亚板块

龙-冕宁水准路线、乡城-木里-西昌水准路线进行一期一等水准复测工作, 其中, 新都桥-九龙-冕宁水准路线位于贡嘎山西侧, 已于 1984 年由国家测绘总局进行过一次二等水准测量工作, 联合该测线以及新都桥-泸定、泸定-石棉测线的水准复测资料, 可以较全面地揭示贡嘎山地区的现今垂直隆起速率空间分布特征. 乡城-木里-西昌水准路线横穿川滇菱形地块中部, 也已于 1984 年由国家测绘总局进行过一次二等

水准测量工作, 联合该测线以及理塘-中甸、中甸-巧家、泸定-平地测线的水准复测资料, 可以较好地揭示川西地区垂直形变速率场由北部挤压隆起区向南部拉张下沉区的转换过渡特征. 此外, 为了更好地揭示喜马拉雅东构造结东西向拉张应变环境与垂直下沉地壳运动的空间对应关系, 十分有必要与川西水准资料统一基准, 对滇西北、滇中以及滇南地区的多年水准观测资料进行长期垂直形变速率场的研究工作.

致谢 中国地震局地质研究所张培震、徐锡伟研究员、沈正康博士, 四川省地震局闻学则研究员等在本文

撰写过程中给予了非常有益的讨论和建议, 审稿专家对本文提出了许多建设性的评审意见, 中国科学院地质与地球物理研究所白登海研究员提供了巴塘-资中剖面的大地电磁测深反演结果, 中国地震局第二监测中心资料室、国家测绘局大地测量数据处理中心提供了非常珍贵的一等水准测量资料, 在此一并表示衷心地感谢。

参考文献

- 1 张岳桥, 陈文, 杨农. 川西鲜水河断裂带晚新生代剪切变形 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 测年及其构造意义. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34(7): 613—621
- 2 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. *GSA Bull*, 2000, 112(3): 413—423
- 3 《中国岩石圈动力学图集》编委会. 中国岩石圈动力学图集. 北京: 中国地图出版社, 1989. 68
- 4 潘保田, 高红山, 李炳元, 等. 青藏高原层状地貌与高原隆升. 第四纪研究, 2004, 24(1): 50—57
- 5 李祥根. 中国新构造运动概论. 北京: 地震出版社, 2003. 424
- 6 蒋复初, 吴锡浩. 青藏高原地貌边界带晚新生代构造运动. 成都理工学院学报, 1998, 25(2): 162—168
- 7 蒋复初, 吴锡浩, 肖华国, 等. 四川泸定普格达组时代及其新构造意义. 地质学报, 1999, 73(1): 1—6
- 8 张岳桥, 杨农, 陈文, 等. 中国东西部地貌边界带晚新生代构造变形历史与青藏高原隆升过程初步研究. 地学前缘, 2003, 10(4): 599—612
- 9 张岳桥, 杨农, 孟晖, 等. 四川攀西地区晚新生代构造变形历史与青藏高原隆升过程初步研究. 中国地质, 2004, 31(1): 23—33
- 10 张培震, 郑德文, 尹功明, 等. 有关青藏高原东北缘晚新生代扩展与隆升的讨论. 中国地质, 2006, 26(1): 5—13
- 11 李吉均, 方小敏, 潘保田, 等. 新生代晚期青藏高原强烈隆起及其对周边环境的影响. 第四纪研究, 2001, 21(5): 381—391
- 12 王敏, 沈正康, 牛之俊, 等. 现今中国大陆地壳运动与活动块体模型. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33(增刊): 21—32
- 13 张培震, 甘卫军, 沈正康, 等. 中国大陆现今构造作用的地块运动和连续变形耦合模式. 地质学报, 2005, 79(6): 748—756
- 14 Shen Z K, Lu J, Wang M, et al. Contemporary crustal deformation around the southeast borderland of the Tibetan Plateau. *J Geophys Res*, 2005, 110: B11409, doi:10.1029/2004JB003421
- 15 Gan W, Zhang P, Shen Z K, et al. Present-day crustal motion within the Tibetan Plateau inferred from GPS measurements. *J Geophys Res*, 2007, 112: B08416, doi:10.1029/2005JB004120
- 16 应绍奋, 张祖胜, 耿士昌, 等. 中国大陆垂直向现代地壳运动特征. 中国地震, 1988, 4(4): 1—8
- 17 王双绪. 川西地区近期大地垂直形变场演化与地壳运动特征. 地壳形变与地震, 1992, 12(2): 17—22
- 18 张四新, 刘文义, 王双绪. 四川西部现今地壳形变与地震. 地壳形变与地震, 1998, 18(4): 48—54
- 19 江在森, 丁平, 王双绪, 等. 中国大地形变监测与地震预报. 北京: 地震出版社, 2001. 168
- 20 薄万举, 杨国华, 郭良迁, 等. 地壳形变与地震预测研究. 北京: 地震出版社, 2001. 155
- 21 陶本藻. 自由网平差与变形分析. 武汉: 武汉测绘科技大学出版社, 2001. 184
- 22 江在森, 巩守文. 水准监测网的分段速率整体平差. 武汉测绘科技大学学报, 1994, 19(2): 157—162
- 23 徐锡伟, 闻学则, 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
- 24 闻学则, 白兰香. 鲜水河活动断裂带形变组合与运动特征的研究. 中国地震, 1985, 1(4): 53—59
- 25 Wei W B, Martyr U, et al. Detection of widespread fluids in the tibetan crust by magnetotelluric studies. *Science*, 2001, 292: 716—718 [DOI](#)
- 26 孙洁, 晋光文, 白登海, 等. 青藏高原东缘地壳、上地幔电性结构探测及其构造意义. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33(增刊): 173—180
- 27 Li S, Unsworth M, Booker J R, et al. Partial melt or aqueous fluid in the mid-crust of Southern Tibet? Constraints from INDEPTH magnetotelluric data. *Geophys J Int*, 2003, 153: 289—304 [DOI](#)

- 28 Royden L H, Clark B, King R W, et al. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. *Science*, 1997, 276(5313): 788—790 [\[DOI\]](#)
- 29 Clark M K, Royden L H. Topographic ooze: building the Eastern margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology*, 2000, 28(8): 703—706 [\[DOI\]](#)
- 30 Clark M, Royden L, Burchfiel B C, et al. Late Cenozoic uplift of southeastern Tibet: implication for lower crustal flow. *Geophys Res Abs*, 2003, 5: 12969
- 31 Schoenbohm L M, Burchfiel B C, Chen L. Propagation of surface uplift, lower crustal flow, and Cenozoic tectonics of the southeast margin of the Tibetan Plateau. *Geology*, 2006, 34(10): 813—816 [\[DOI\]](#)
- 32 赵国泽, 陈小斌, 王立凤, 等. 青藏高原东边缘地壳“管流”层的电磁探测证据. *科学通报*, 2008, 53(3): 345—350
- 33 Huang J, Zhao D, Zheng S. Lithospheric structure and its relationship to seismic and volcanic activity in southwest China. *J Geophys Res*, 2002, 107(B10): 2255, doi:10.1029/2000JB000137.
- 34 陈文, 张彦, 张岳桥, 等. 青藏高原东南缘晚新生代幕式抬升作用的 Ar-Ar 热年代学证据. *岩石学报*, 2006, 22(4): 867—872
- 35 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. 321
- 36 孔祥儒, 刘士杰, 窦秦川, 等. 攀西地区地壳和上地幔的电性结构. *地球物理学报*, 1987, 30(2): 136—143
- 37 Huang J, Zhao D. High resolution tomography of China and surrounding regions. *J Geophys Res*, 2006, 111, B09305, doi: 10.1029/2005JB004066