中国科学 D 辑:地球科学 2008 年 第 38 卷 第 5 期: 564 ~ 574
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE IN CHINA PRESS

新生的大凉山断裂带
——鲜水河-小江断裂系中段的裁弯取直

何宏林[①*], 池田安隆[②], 何玉林[③], 东乡正美[④], 陈杰[①], 陈长云[①], 田力正好[②], 越後智雄[②], 冈田真介[②]

① 中国地震局地质研究所, 北京 100029;
② 东京大学地球与行星科学系, 东京 113-0033, 日本;
③ 四川省地质局, 成都 610081;
④ 法政大学社会学部, 东京 194-0298, 日本
* E-mail: honglinhe123@vip.sina.com

收稿日期: 2007-12-18; 接受日期: 2008-03-17
国家重点基础研究发展计划(编号: 2004CB418410)、国家自然科学基金(批准号: 40472109)、中国地震联合基金会(编号: 105066)和日本文部科学省科学研究费补助金(编号: 18500776)资助项目

摘要 部分由于缺乏破坏性地震记录, 部分由于处于边远山区, 作为鲜水河-小江断裂系一部分的大凉山断裂带长期被研究者们忽视, 以至于在描述该断裂系时, 往往不把大凉山断裂带算在其中. 造成大凉山断裂带被忽视的另一个重要的原因是该断裂带是一条新生的构造带, 新生性决定了其成熟度低于鲜水河-小江断裂系中的其他断裂带, 所反映的线性断裂地貌特征不如其他断裂带明显. 两年多详细的遥感解译和野外调查结果表明大凉山断裂是一条新生的断裂带: (1) 具有复杂几何结构的大凉山断裂带无论是连续性还是成熟度都明显低于鲜水河-小江断裂系中的其他断裂带; (2) 大凉山断裂带南、北两段的活动性高于中段, 而且北段的左旋位错量是南段的 3 倍, 小震活动在中段也存在一个明显的空区, 说明大凉山断裂带还没有完全贯通, 尚处于从两端向中间发展的早期阶段; (3) 大凉山断裂带上地质体反映的总位错和水系的位错基本相同, 说明大凉山断裂带开始于该地区水系成型之后, 而鲜水河-小江断裂系中其他断裂带上的总位错远大于水系所反映的位错; (4) 探槽揭示的古地震事件和用断错地貌和 GPS 观测结果估计的水平滑动速率 3~4 mm/a, 都表明大凉山断裂带与安宁河、则木河断裂带一样也是一条强震构造带; (5) 在滑动速率大致相当的情况下, 并假定各断裂带在整个发育历史中滑动速率基本不变, 大凉山断裂带产生 11 km 的滑移量需要 2.7~3.7 Ma, 而安宁河和则木河断裂带完成 47~53 km 的位错量需要 12~18 Ma. 进一步推断, 新生的大凉山断裂带产生于鲜水河-小江断裂系中段的“裁弯取直”, 而“裁弯取直”是由于青藏高原南东块体相对刚性的顺时针旋转造成的. 随着“裁弯取直”的持续发展, 大凉山断裂带将可能逐渐取代安宁河和则木河断裂带在鲜水河-小江断裂系中作用, 并最终使后者逐渐消亡.

关键词
大凉山断裂带
新生断裂
鲜水河-小江断裂系
南东青藏高原

弧形的鲜水河-小江断裂系由三大段落构成: 北段的鲜水河断裂带, 为一宽度很窄的线性构造带; 南段的小江断裂带由东、西两条近于平行且间隔小于 20 km的分支断裂构成; 中段的结构则较复杂, 断裂密度较高, 总体呈纺锤状展布, 主要由西支的安宁河断裂带和则木河断裂带, 东支大凉山断裂带组成(图 1 右上插图中粗线段). 长期以来, 人们对该断裂系的研究和关注主要集中在北段的鲜水河断裂带、南段的小江断裂带以及中段的安宁河断裂带和则木河断裂带上, 中段东支大凉山断裂带长期被研究者们忽视, 甚至于在描述鲜水河-小江断裂系时, 往往不把大凉山断裂带计算在其中 [2~5]. 造成对大凉山断裂带研究缺乏的原因部分由于缺乏破坏性地震记录, 部分由于处于边远山区, 而另一个重要的原因是该断裂带是一条新生的构造带, 新生性决定了其成熟度低于鲜水河-小江断裂系中其他的断裂带, 其所反映的线性构造地貌特征不如该断裂系中的其他断裂带明显. 本文在两年多详细的遥感解译和野外调查的基础上, 讨论了大凉山断裂带的几何展布、活动性、古地震等特征, 及其与鲜水河-小江断裂系中其他断裂带的异同, 重点分析了该断裂带的新生性, 并给出了动力学解释.

1　大凉山断裂带的几何结构

鲜水河-小江断裂系整体上表现为“窄-宽-窄”的几何结构特征, 南、北两段为宽度较窄的线性构造带, 而中段呈纺锤状展布, 大凉山断裂带就位于中段纺锤状构造区的东边界(图 1). 由于注重断裂带关键段落的滑动速率和古地震研究, 到目前为止虽然有限的研究对该断裂带的几何展布也作过论述 [6~8], 但都过于粗略和随意, 而且几种划分方案存在显著的不一致. 自 2005 年开始我们对大凉山断裂开展了全面的遥感解译和实地调查, 对大凉山断裂带的几何展布获得了一个较为精确的认识(填图结果将另文发表).

由于安宁河断裂带和则木河断裂带走向的变化使北东向突出的弧形鲜水河-小江断裂系在中段形成一个缺口、一个反向突出. 大凉山断裂带, 北起四川石棉北的鲜水河断裂带南端, 向南经越西、普雄、昭觉、布拖至云南巧家汇入小江断裂带, 全长约 280 km,

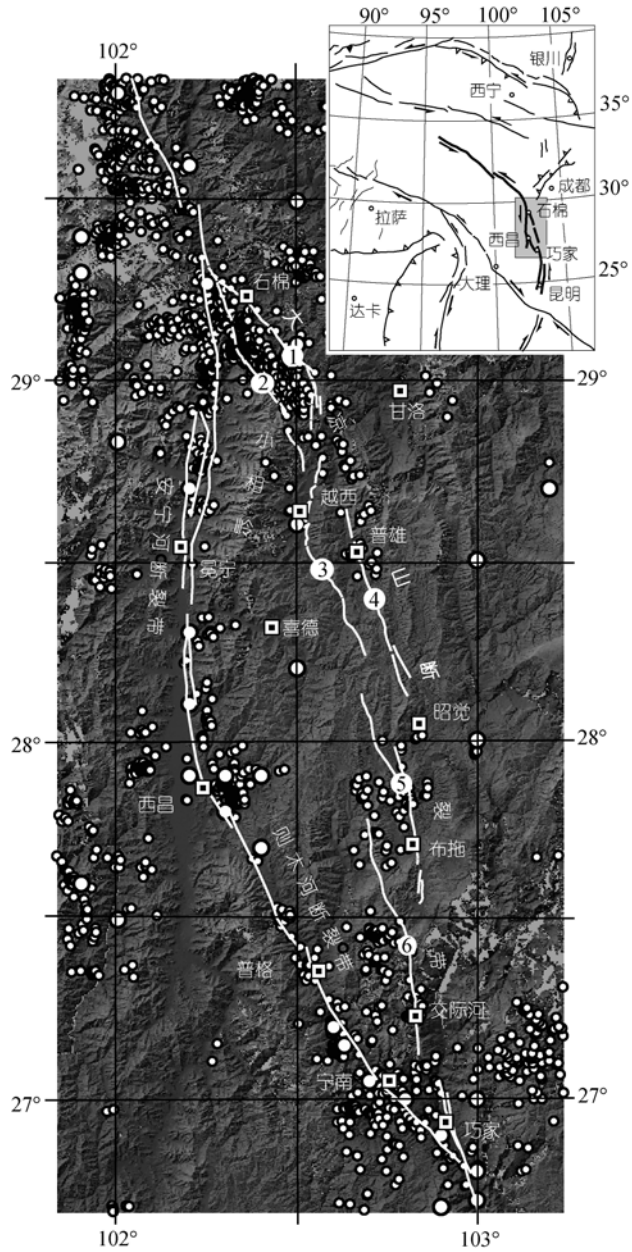

图 1　大凉山断裂带及其周边活动断裂展布

底图地形阴影来源于美国地调所SRTM 数据; 白色圆圈表示 1990 年以来小地震, 资料来源于朱艾澜等 [1]的再定位结果; 粗白线段表示鲜水河-小江断裂系中段活断层展布. 右上插图为青藏高原东部活动断裂分布图, 粗黑线段为鲜水河-小江断裂系

正好弥补了这个缺口, 使鲜水河-小江断裂系成为一个完整的弧形. 整体上大凉山断裂带由 6 条次级断层构成一条宽约 15 km 的构造带, 结构上既不是典型的雁列式也不是平行式, 而是两者的混合. 在越西和石棉之间, 两条次级断裂(1, 2)切过小相岭北端, 构成

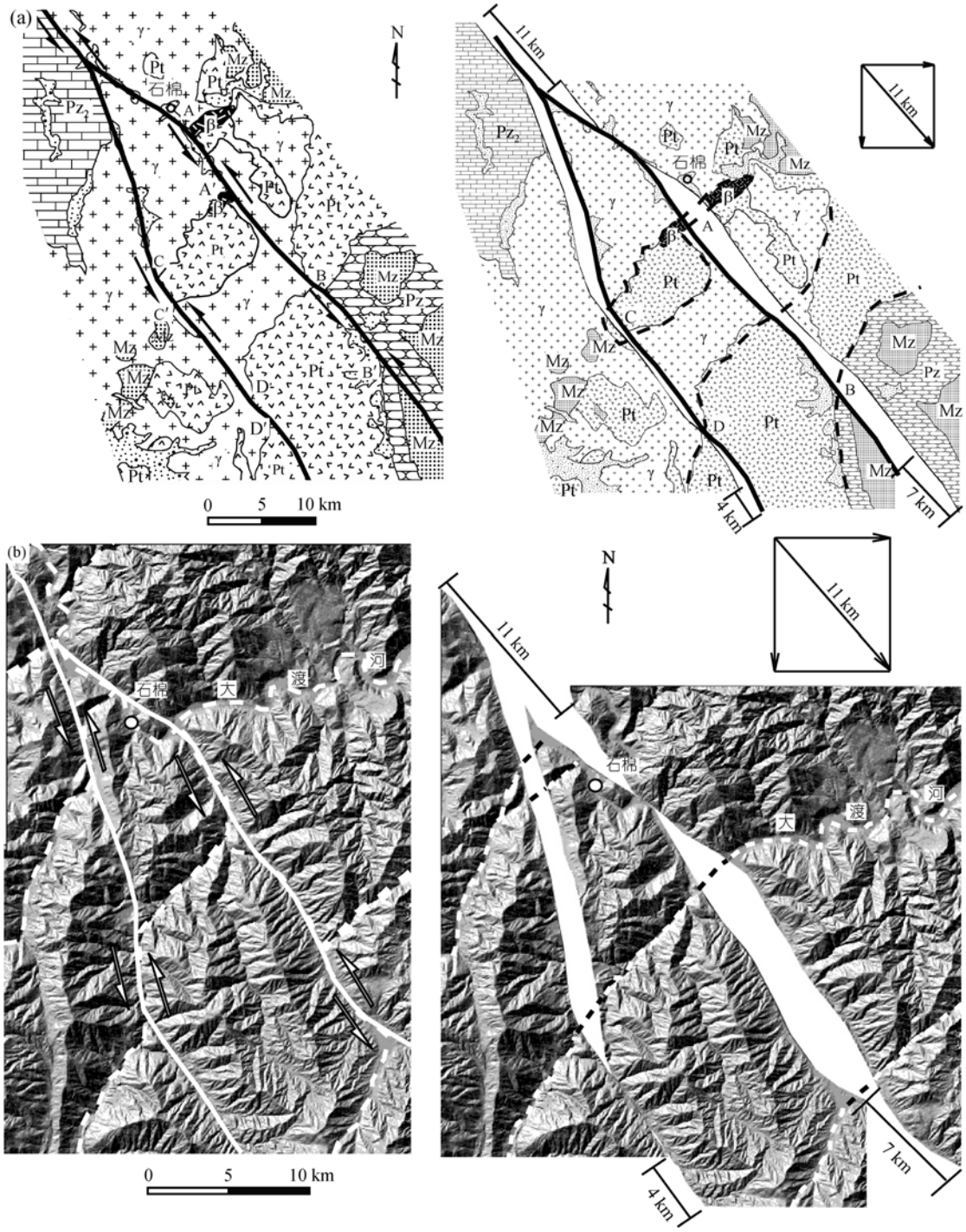

图 2　大凉山断裂带北段左旋位错复原图

(a) 地质体和地质界线位错复原, 地质资料来源于石棉幅 1∶20 万地质图; 黑色实线表示断层, 箭头对表示断层运动方向, 黑色虚线表示用于指示位错的地质界线; Pt 震旦纪, Pz 古生代, Pz_2 晚古生代, Mz 中生代, γ燕山期花岗岩, β基性岩体; (b) 地貌、水系位错复原, 底图地形阴影来源于 1∶5 万 DEM 数据, 白色实线表示断层, 空心箭头对表示断层运动方向, 白色虚线表示用于指示位错的河流

一个弯曲的菱形, 构造地貌上该段主要表现为大渡河一级支流和地质体的左旋位错. 越西和普雄两条次级断裂近于平行, 西支越西断裂(3)发育于越西盆地东缘, 构造地貌反映出该断裂为一条东盘向西上冲的逆冲断层; 而东支普雄断裂(4)沿普雄河发育, 构造地貌反映出其为典型的左旋走滑断层. 布拖断裂(5)和交际河断裂(6)成右阶斜列展布, 构造地貌反映其断层活动都为左旋走滑, 如果撇开越西逆冲断层, 从普雄至交际河, 大凉山断裂带总体表现出右阶雁列展布的特征.

图 1 清楚地显示出, 与鲜水河-小江断裂系中段的安宁河和则木河断裂带相比, 大凉山断裂带的几何结构更为复杂, 其连续性和贯通性都远低于其他断裂带. 这种差异性反映出大凉山断裂带的发育历史比其他断裂带短、成熟度比其他断裂带低.

2　大凉山断裂带的活动性

2.1　大凉山断裂带的左旋滑移量

形成于断裂带发育之前的地貌面或地质体等标志通常被用来判定断裂带的总位错量. 以地质体作为标志, 判定鲜水河-小江断裂系北段的鲜水河断裂带大约发生了 60 km的左旋水平位错, 中段安宁河断裂带和则木河断裂带 47~53 km, 南段小江断裂带 48~63 km[9]. 可以看出, 北段鲜水河断裂带与南段小江断裂带上的总位移量大致相当, 而中段安宁河断裂带和则木河断裂带上的位移量, 明显存在亏损.

在大凉山断裂带的北段, 根据基性岩体(A-A′)、震旦纪与寒武纪界线(B-B′)、三叠纪花岗岩与震旦纪界线(C-C′, D-D′)的位错恢复, 得出总位移量约为 11 km, 其中东支断层(1)上 7 km, 西支断层(2)上 4 km(图 2(a)). 大凉山断裂带上的 11 km 总位移量正好弥补了中段上的亏损, 使整个鲜水河-小江断裂系上的总位移量达到一个平衡.

跨断层的水系、各种地貌面和其他地貌标志指示的断层位错是多种多样的, 反映的也是断裂不同时代的错动量 [10]. 图 2(b)反映的是大渡河一级支流的位错, 它与地质体或地质界线反映的总位错量(图 2(a))完全一致, 也是 11 km. 说明大凉山断裂带左旋活动的起始时间晚于大渡河水系的形成年代、或该水系一级支流的形成年代. 而在大凉山的南端, 断裂的左旋位错量迅速降低为大约 3.2 km(图 3), 显示大凉山断裂带上的左旋位错量存在向南减小的趋势.

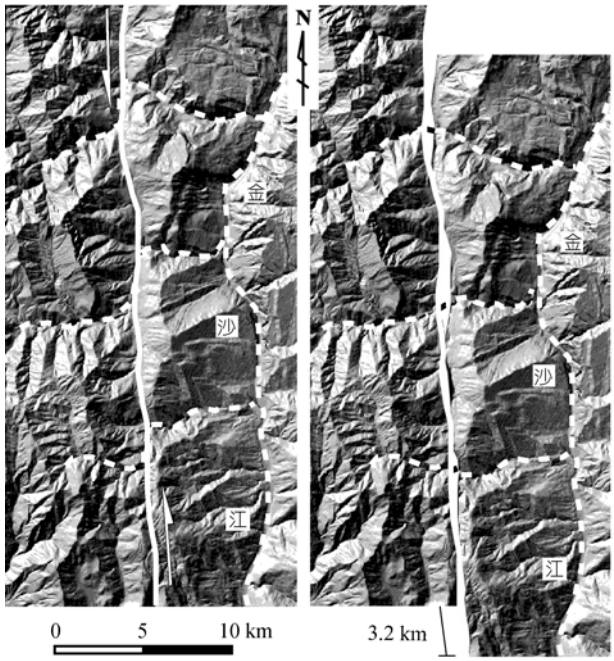

图 3　大凉山断裂带南段地貌、水系左旋位错复原

底图地形阴影来源于 1∶5 万 DEM 数据, 白色实线表示断层, 空心箭头对表示断层运动方向, 白色虚线表示用于指示位错的河流

2.2　大凉山断裂带的左旋滑动速率

在交际河断裂(6)的中点附近次子脚村南 1 km 处, 一小型洪积扇被左旋错动成 3 块(图 4, 位置用五角星表示在图 4(a)上), 经过野外地形实测(图 4(b))和位错恢复(图 5)得出位错量约为 31 m, 西侧两个块体同时被挤压形成两个挠曲隆起. 另外, 该洪积扇的南侧一个较老的残存扇体也被挤压成挠曲隆起, 再向南一个更小型的新洪积扇的南缘被位错了 9.5 m. 在被位错 31 m 的洪积扇中间块体的南端由下到上采了 3 个光释光(OSL)样品(用黑正方形表示在图 4(b), (c)上). 图 4(c)表示了该洪积扇地层柱状图和采样位置, 砾石层上覆地层的测年结果从下到上由老至新, 而且我们所采用的细颗粒石英的简易多测片法(SMAR)被实验证实对于非黄土类沉积物具有较高的可行性和可靠性[1)], 说明光释光(OSL)测年结果具有较高的可信

1) 张克旗. 青藏高原北缘若干断裂带古地震事件释光测年及年代学研究. 博士学位论文. 北京: 中国地震局地质研究所, 2007

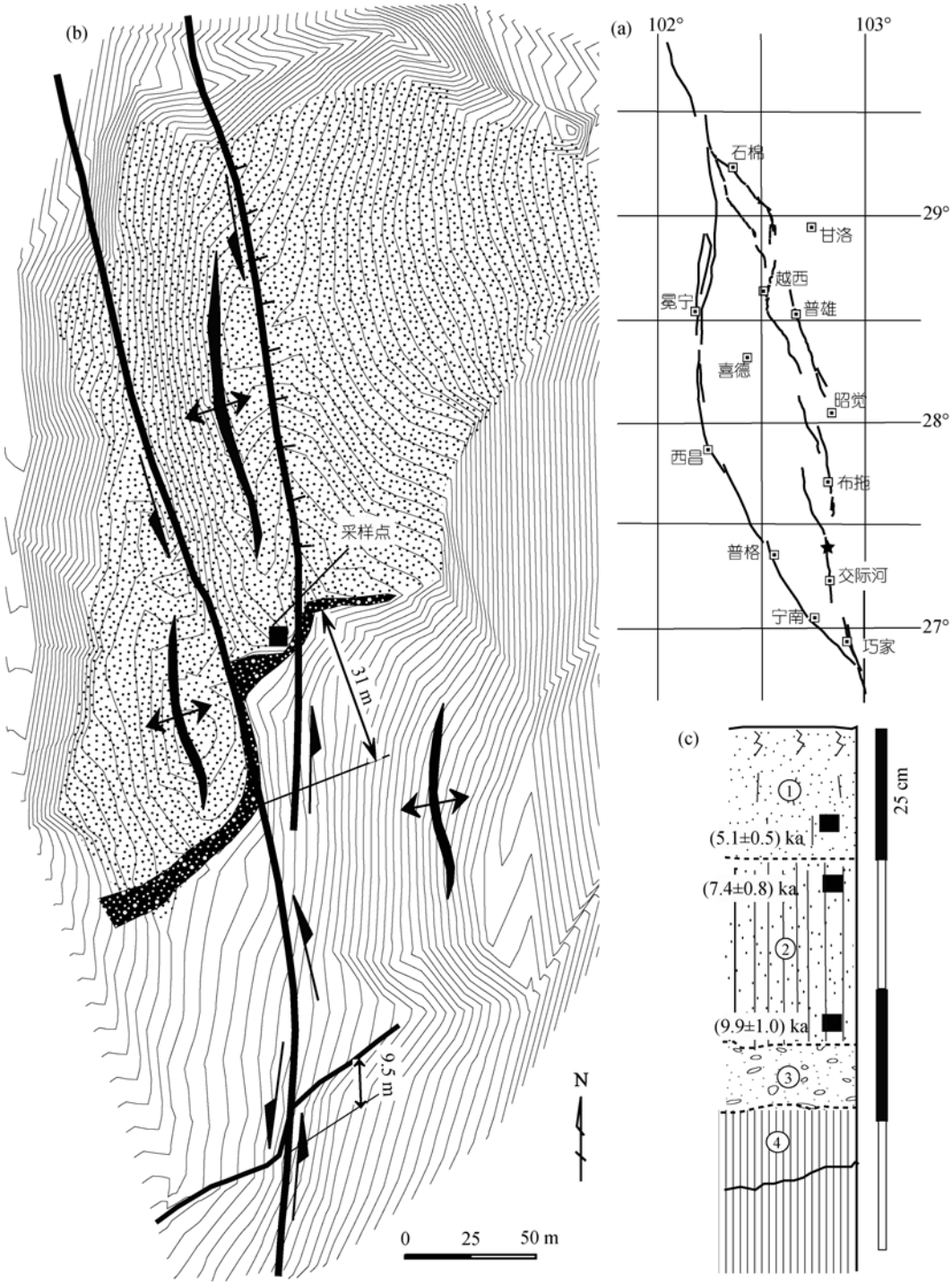

图 4　大凉山断裂带南段洪积扇位错实测平面图

(a) 鲜水河-小江断裂系中段断层分布(图中粗黑线段), 五角星表示实测地形位置; (b) 洪积扇位错实测平面图, 所用仪器为 Trimble R3 GPS 后差分系统, 等高距为 0.5 m. 疏细点区域为位错洪积扇, 粗密点带表示位错冲沟, 带双箭头的弧形条带表示挤压隆起, 黑色方块表示 OSL 采样位置; (c) 采样点地层剖面及采样层位示意, ① 黄褐色含细砾耕作土; ② 灰黑色含细砾粉砂黏土, 顶部为一厚约 5~10 cm 的黄色黏土; ③ 砂砾石层, 无分选但略有磨圆, 砾石平均大小 1 cm; ④ 细致密状灰白色黏土, 中夹黄色 1 cm 条带, 可能为沉积分界线

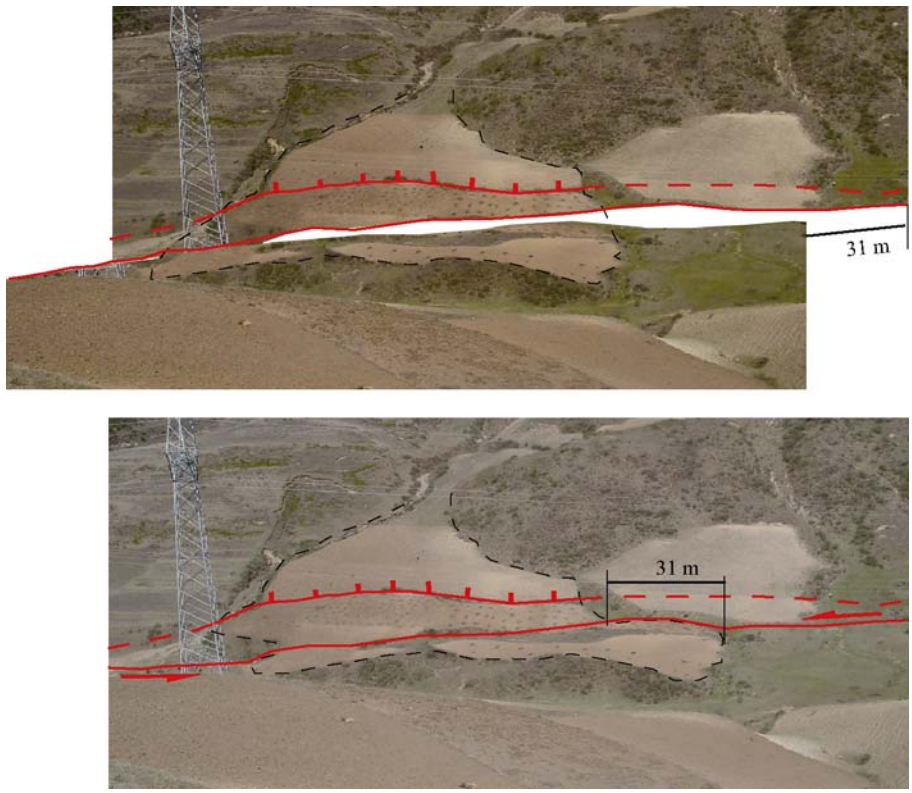

图 5　大凉山断裂带南段洪积扇位错复原(镜头向东)

红色线表示断层, 红色虚线表示推测断层, 锯齿线表示正断层, 黑色虚线表示位错洪积扇的范围

度. 通常砾石层和其上的砂黏土层构成的二元结构是构成阶地、洪积扇等地貌面的骨架, 以砾石层上覆砂黏土的年代代表阶地或洪积扇等地貌面的年代. 因此, 我们取砾石层上覆砂黏土底部样品的 OSL 年龄(9.9±1.0) ka 作为该洪积扇面的年龄, 根据 31 m 的位错量得出左旋滑动速率的估计值约为 3 mm/a.

根据冲沟的位错量以及冲沟的粗略年龄, 唐荣昌等 [11]、申旭辉等 [6]和周荣军等 [8]也曾给出过晚更新世以来滑动速率的粗略估计, 分别是 1~3, 2 和 2.6~3.9 mm/a. 最近GPS观测结果显示大凉山断裂带上的左旋滑动速率为 4 mm/a[12], 略大于我们的估计值的原因可能部分因为GPS观测跨越了一个较宽的带, 其中可能包含了其他变形的成分. 尽管上述滑动速率与我们的结果基本一致, 但由于唐荣昌等 [11]、申旭辉等 [6]和周荣军等 [8]的年代估计值随意性较高, 因此, 根据我们的估计和GPS的结果, 把大凉山断裂带的滑动速率确定在 3~4 mm/a较为合适.

2.3　大凉山断裂的地震活动

大凉山断裂带的地震活动具有两大特征: 一是没有 6 级以上强震纪录, 包括历史的也包括现代仪器的; 二是小震活动集中在断裂带的南北两端, 并成带分布(图 1).

长期以来, 大凉山断裂带一直被忽视的一个重要原因就是没有强震纪录. 那么, 该断裂带上到底有没有强震活动呢? 我们借助探槽技术对大凉山断裂南段的几条断层进行了详细研究, 发现了史前强震活动的遗迹. 图 6 是交际河断层中点附近次子脚村村口探槽南壁照片镶嵌图的局部, 该探槽至少揭示了 2 次古地震事件, ^{14}C年代数据显示最新一次发生在距今 1520~1950 年间, 即公元元年至公元 400 年之间. 宋方敏等 [7]也分别在石棉南、普雄、布拖北和交际河南开挖了 4 个探槽, 共揭露出 4 次全新世以来的古地震事件, 而且这些古地震的垂直位移量在 0.5~1.5 m 之间, 与鲜水河-小江断裂带历史地震所产生的垂直位移量进行对比, 估计它们的震级都在 7 级以上. 这些新发现表明大凉山断裂和鲜水河-小江断裂系中的其他断裂带一样, 也是一条强震构造带.

图 1 上表示的地震是经过再定位的 1990 年以来

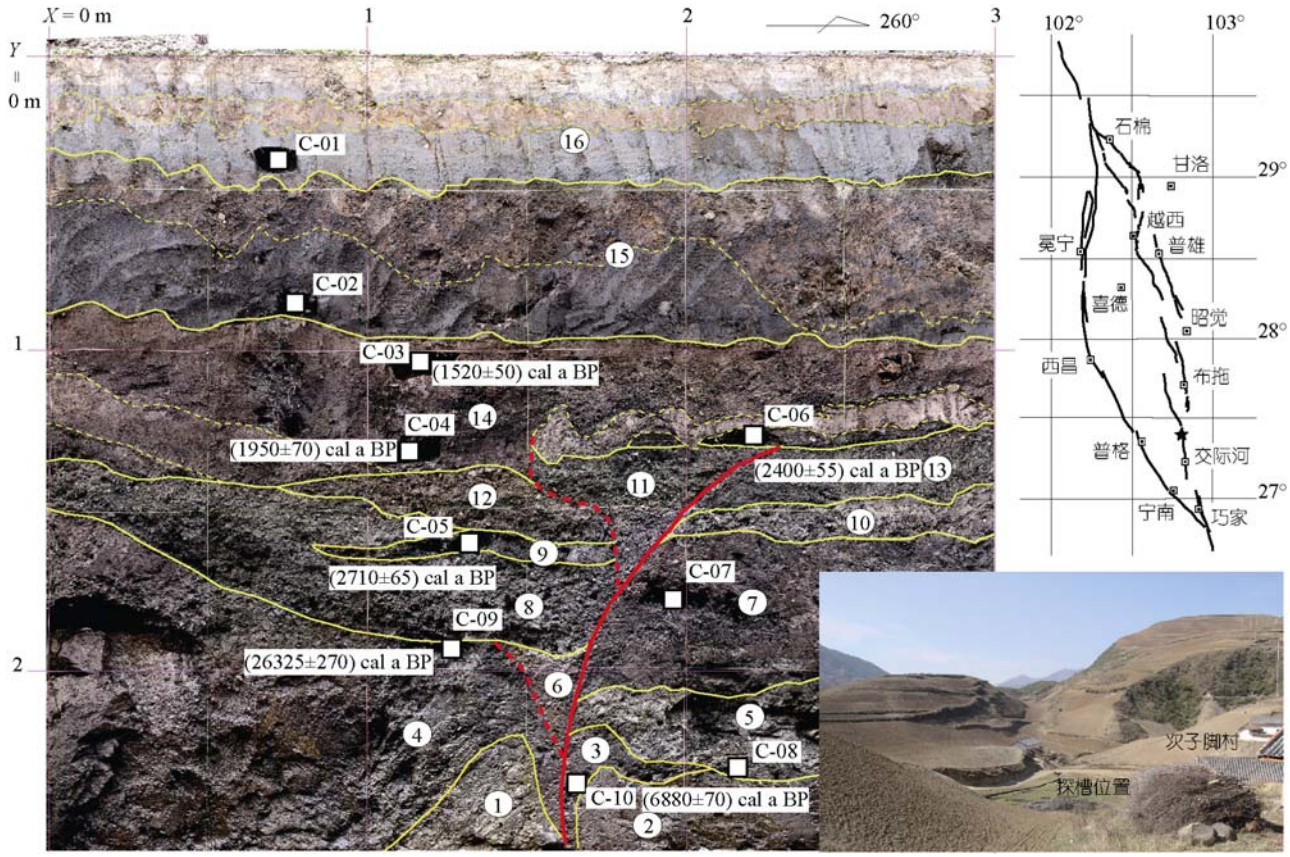

图 6　大凉山断裂带南段次子脚探槽剖面

右上为鲜水河-小江断裂系中段断层分布和探槽位置示意(五角星), 右下为探槽点地貌照片. 红线段表示断层, 黄色线表示地层界线, 白色方块表示 ^{14}C 采样点, 旁边的数据为部分测年结果(所有的样品都是富含腐殖质的泥炭, 由中国地震局地质研究所地震动力学国家重点实验室测试完成). 剖面揭示地层描述如下: ① 灰白色含砾致密状黏土层; ② 含细砾棕色黏土层; ③富含腐殖质的棕黄色泥炭楔体; ④含细砾、含黄色斑点黑色泥炭层; ⑤ 浅灰黄色泥炭层, 含腐烂树枝、树根; ⑥ 灰色含细砾黏土楔; ⑦ 含砂、砾富含腐殖质泥炭层; ⑧灰色泥砾; ⑨ 2~4cm 厚的棕黑色腐殖条带; ⑩ 棕色含粗砂、细砾泥层;⑪ 灰色砂砾楔; ⑫ 灰棕色富含腐殖质砂砾层; ⑬ 灰色砂砾层; ⑭ 棕黄色含砂、砾腐殖层, 夹灰黄色含砂、细砾黏土层; ⑮ 腐殖层, 上部黑色与棕黄色混杂堆积, 下部为黑色腐殖泥炭层; ⑯ 顶部含砂、砾泥炭层, 中部夹约 10 cm 厚的波状黄色中细砂

的小震(资料来源朱艾澜等 [1]), 它们在石棉和普雄之间、昭觉和巧家之间沿大凉山断裂带表现出明显的带状分布, 而在普雄和昭觉之间则存在一个明显的空区.

3　讨论

3.1　大凉山断裂的新生性

断裂的发生、发展基本上遵循从复杂到简单的过程 [13]. 皇甫岗 1)在其硕士论文中用断层的粗糙度来度量断层的几何复杂程度、连续性和贯通性, 用成熟度来描述断层的发展阶段, 并且详细的讨论了粗糙度与成熟度的关系, 认为“断裂历史越短其粗糙度越大, 成熟度越低”. 根据对美国San Andreas断层和土耳其North Anatolian断层的统计结果, Wesnousky[14]得出单位长度上的阶步个数与断裂带累计滑移量呈反比例的关系. 断裂累计滑移量与断层发育史长短相关, 如果将单位长度上的阶步个数定义为粗糙度, 这实际上支持了上述“断裂历史越短其粗糙度越大, 成熟度越低”的认识. 大凉山断裂带与安宁河和则木河断裂带相比几何结构更为复杂, 其连续性和贯通性都

1) 皇甫岗. 断层带摩擦滑动性状及断层泥(带)几何特征与错距的关系. 硕士学位论文. 北京: 中国地震局地质研究所, 1988

远低于其他断裂带. 因此, 我们认为大凉山断裂带的粗糙度高于其他断裂、成熟度低于其他断裂, 相对而言是一条年轻的新生断裂带.

(1) 首先, 大凉山断裂带由数条斜列断层构成, 几何结构上反映了其较高的粗糙度和较差的贯通性. 其次, 小震活动(图 1)明显集中成带分布在大凉山断裂带的南、北两端, 中段存在一个明显的空区. 这种显著的带状分布反映了小震活动与大凉山断裂带存在着显著的相关性, 而中段的活动空区则反映了大凉山断裂的活动性两端强、中间弱. 构造地貌反映出的大凉山断裂带活动性也明显是中间弱、两端强. 此外, 大凉山断裂带南北两段的左旋滑移量存在明显差异, 北段的滑移量相当于南段的三倍(11 km/3.2 km, 图 2, 3). 这些现象说明了该断裂带整体上还没有完全贯通, 在断裂带中段尚存在某种障碍. 那些多余的位移量, 通过晚中生代地层的褶皱缩短、山脉隆起所反映的透入式缩短[1)], 以及我们发现的越西盆地东缘逆断层活动等其他非走滑断层活动的变形方式所吸收.

(2) 大凉山断裂北段地质体或地质界线所反映的总左旋位错量与水系所反映的位错一致, 说明大凉山断裂带上的左旋运动开始出现的时间在该地区水系或局部水系成型以后.

鲜水河-小江断裂系中其他断裂带上, 最大的水系位错量都远小于地质体或地质界线反映的总位错量. 鲜水河断裂带上, 鲜水河的一级支流在道孚段被位错了 1.5 km, 在炉霍段被位错了 1.7 km[15]; 安宁河断裂带上, 安宁河的一级支流在杨福山和漫水湾被位错了 0.4 和 0.45 km[16]; 则木河断裂带上, 则木河的一级支流的最大位错量为 5.3 km[17]; 小江断裂带上, 小江和牛栏江的一级支流分别被西支和东支断层位错的最大位错量是 1 和 3 km[18,19]. 鲜水河是雅砻江的一级支流, 大渡河、雅砻江、安宁河、则木河、小江和牛栏江都是金沙江(长江上游)的一级支流, 因此上述位错量基本上都发生在长江流域的二级支流上. 由于长江流域的形成过程十分复杂, 是随青藏高原东南缘的隆起袭夺和重整了多条南流水系逐渐西扩形成现今的巨大水系[20], 因此我们不能简单地用被错水系的级别和位错量来评价鲜水河-小江断裂系中各断裂带的起始时代的早晚. 但是, 与那些水系最大位移量远小于地质体或地质界线位移量的断裂相比, 地质体或地质界线的位错量和水系最大位错量一致的断裂相对年轻的推论还是合理的. 所以, 我们推断大凉山断裂带要比鲜水河-小江断裂系中其他断裂带年轻.

(3) 根据前述, 3~4 mm/a是大凉山断裂带左旋滑动速率的合理估计. 对安宁河和则木河断裂带晚更新世或全新世水平滑动速率的估计值多种多样, 基本在 3~8.5 mm/a之间, 安宁河断裂带上的滑动速率为 4.0~6.0 mm/a[21]和 3.0~7.0 mm/a[16], 则木河断裂带上的 4.9 mm/a[22]和 5.8~8.5 mm/a[23]. 最新研究结果[2)]表明安宁河断裂带不同时期滑动速率存在一定的差异, 晚全新世滑动速率为 6.2 mm/a, 两千年以来 3.8~4.2 mm/a, 但全新世以来的平均滑动速率基本稳定在约 3.6 mm/a, 所以, 结合最近的GPS观测结果[12], 可以推测安宁河和则木河断裂带上长期滑动速率也大致稳定在 3~4 mm/a之间. 此外, 探槽研究揭示出大凉山断裂带全新世以来发生过多次震级不小于 7 级的古地震事件. 说明大凉山断裂带也是一条强震活动构造带, 其活动强度不低于安宁河和则木河两断裂带.

如果以鲜水河断裂带上 60 km 的位移量作为鲜水河-小江断裂系的总位移, 大凉山断裂带上 11 km 的位移量仅仅消解了 18%的总位移(11 km/60 km); 而安宁河断裂带和则木河断裂带上 47~53 km 位移量消解了 78%~88%的总位移(47~53 km/60 km). 假设鲜水河-小江断裂系有史以来的左旋滑动速率基本保持不变, 安宁河和则木河断裂带、大凉山断裂带都为 3~4 mm/a, 那么, 安宁河和则木河断裂带完成 47~53 km 的位错量需要 12~18 Ma, 而大凉山断裂带完成 11 km 的位错量需要 2.7~3.7 Ma. 尽管这仅仅是一个粗略的计算, 至少在量级上说明了大凉山断裂带的发育历史短于其他断裂带. 即相当的活动强度、较小滑移量的断裂具有较短的发育历史.

1) 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

2) 冉勇康. “973”课题(中国东部陆架边缘海洋物理环境演变及其环境效应)2007 年年度总结. 2007

3.2 大凉山断裂带是鲜水河-小江断裂系裁弯取直的结果

无论是以“大陆逃逸”为代表, 认为沿鲜水河-小江断裂系的左旋走滑运动是青藏高原南东块体(图7(a)阴影部分)被整体向东南方向侧向挤出的结果[24], 还是以“地壳增厚”为代表, 认为青藏高原的变形以地壳的缩短和增厚为主要特征, 而左旋走滑运动只是发生在变形后期或上地壳中的次生现象[25~27], 但青藏高原南东块体在晚新生代以来向南东方向作顺时针旋转却是一个不争的事实[28,29]. 尽管现在一些研究者指出这种顺时针旋转不是一个刚性体的旋转, 而是青藏高原内部地壳物质的流动[25~27], 或是一种连续变形所具有的涡旋运动[30,31], 但我们认为地壳物质的流动一般发生在下地壳, 至少上地壳部分是一种相对刚性的旋转. 鲜水河-小江断裂系是地球上的一段小圆弧, 其轴点位于(21°N, 88°E), 青藏高原南东块体是以鲜水河-小江断裂系为外圆弧、嘉黎断裂带为内圆弧的扇面. 青藏高原南东块体相对刚性的顺时针旋转, 是鲜水河-小江断裂系上的左旋走滑运动、嘉黎断裂带上的右旋运动的动力来源(图7(a)).

鲜水河-小江断裂系中各条断裂带具有各不相同的发育历史. 其中, 安宁河断裂带的发育历史最长, 基本上可以认为与康滇地轴发育同步, 最早开始于前寒武纪, 控制了邻近地区的沉积过程和岩浆活动[32,33], 直到晚中生代安宁河断裂带(包括则木河断裂带北段)仍作为龙门山-盐源推覆构造带的一部分在活动. 在鲜水河-小江断裂系形成的早期, 鲜水河-小江断裂系首先选择和利用了先存的相对薄弱的康滇地轴或者后来的龙门山-盐源推覆构造带东边界形成了安宁河断裂带, 其原因可能是与在大凉山地区形成一条新的断裂相比, 南北向的安宁河断裂带暂时满足了最低能量原则的需要. 则木河断裂的形成极有可能是安宁河断裂带和小江断裂带之间的阶区贯通, 因为安宁河断裂带的西昌以南段是在第四纪晚期才逐渐停止活动的[3]. 当青藏高原南东块体顺时针旋转, 使鲜水河-小江断裂系持续发展, 并导致断裂

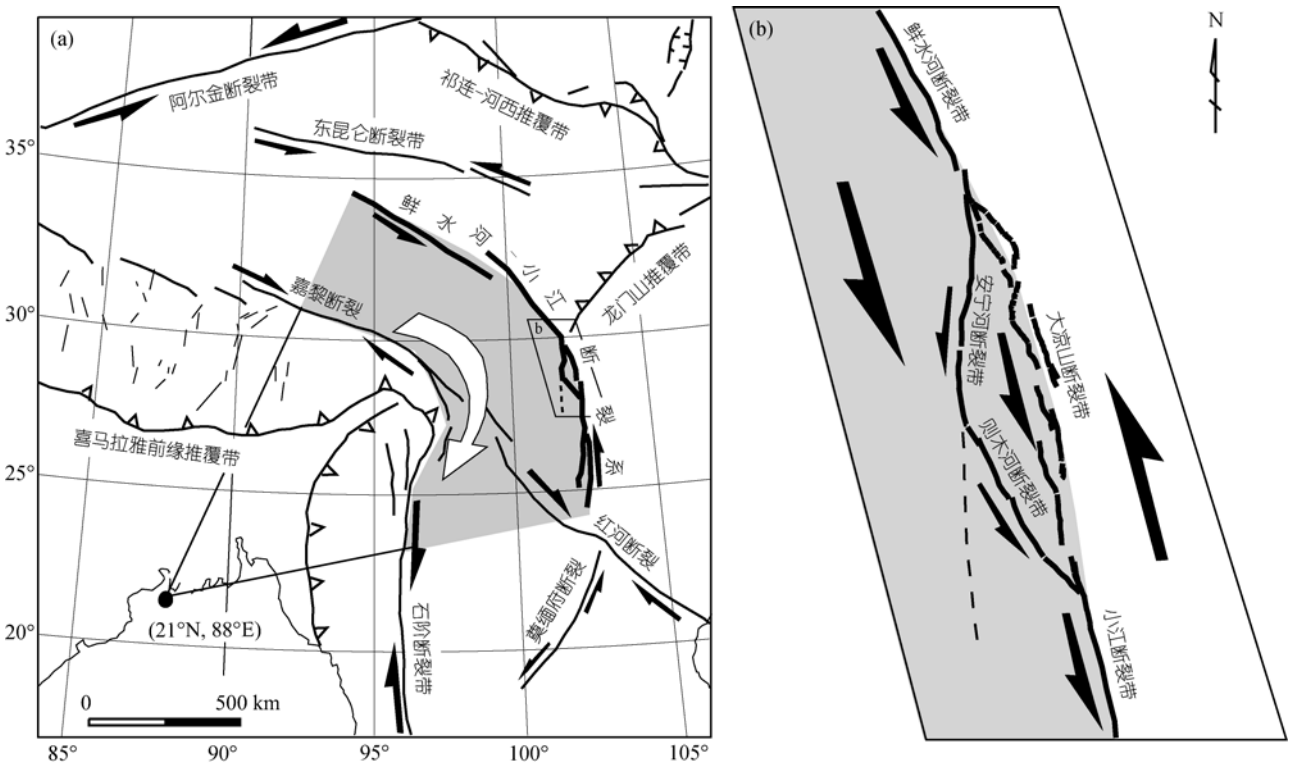

图 7 青藏高原南东块体顺时针旋转与鲜水河-小江断裂系的裁弯取直

(a) 青藏高原南东块体顺时针旋转模型, 阴影部分表示青藏高原南东块体, 空心箭头表示该块体的旋转方向; (b) 鲜水河-小江断裂系裁弯取直示意图

系的反向弧突部位强烈隆起积累巨大的势能, 比如贡嘎山和小相岭的隆起等, 最后的必然结果是"裁弯取直"(图 7(b)), 由此产生的大凉山断裂带将可能逐渐取代安宁河和则木河断裂带, 并最终消除中段的反向突出, 形成一条相对平滑的弧形断裂系.

此外, 大凉山断裂带南、北两段的活动性比中段强, 中段缺失小震活动说明这种"裁弯取直"是从两端向中间发展, 即断裂发展的"末端效应", 分别从鲜水河断裂带南段和小江断裂带北端向中间相向发展. 即大凉山断裂带的北段活动与鲜水河断裂带相关, 而南段与小江断裂带相关.

4 结论

相对较复杂的几何结构和较低的成熟度、较小的滑移量和大致相当的滑动速率、以地质体和水系作为标志的位错量的一致性、两端强中间弱的活动不均一性以及与安宁河、则木河两断裂带同时并存的事实都说明了大凉山断裂带是一条新生的断裂带. 它的产生与发展是由于青藏高原南东块体相对刚性的顺时针旋转所导致的鲜水河-小江断裂中段"裁弯取直"的结果. 随着这种"裁弯取直"的持续发展, 大凉山断裂带将可能逐渐取代安宁河和则木河断裂带在鲜水河-小江断裂系中作用, 并最终使后两者逐渐消亡.

致谢 感谢几位评阅人对论文提出了宝贵的修改意见.

参考文献

1 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
2 Molnar P, Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. Science, 1975, 189: 419—426[DOI]
3 Tapponnier P, Molnar P. Active faulting and tectonics in China. J Geophys Res, 1977, 82 (20): 2905—2930[DOI]
4 李坪, 主编. 鲜水河-小江断裂带. 北京: 地震出版社, 1993. 1—266
5 He J K, Lu S J. Lower friction of the Xianshuihe-Xiaojiang fault system and its effect on active deformation around the south-eastern Tibetan margin. Terra Nova, 2007, 19: 204—210[DOI]
6 申旭辉, 陈正位, 许任德, 等. 凉山活动构造带晚新生代变形特征和位移规模. 地震地质, 2000, 22(3): 232—238
7 宋方敏, 李如成, 徐锡伟, 等. 四川大凉山断裂带古地震研究初步结果. 地震地质, 2002, 24(1): 27—34
8 周荣军, 黎小岗, 黄祖智, 等. 四川大凉山断裂带晚第四纪平均滑动速率. 地震研究, 2003, 26(2): 191—196
9 Wang E C, Burchfil B C, Royden L H, et al. Late Cenozoic Xianshuihe-Xiaojiang, Red River, and Dali fault systems of Southwestern Sichuan and Central Yunnan, China. GSA Special Paper, 1998, 327: 1—108
10 Fu B H, Awata Y, Du J G, et al. Late Quaternary systematic stream offsets caused by repeated large seismic events along the Kunlun fault, northern Tibet. Geomorphology, 2005, 71: 278—292[DOI]
11 唐荣昌, 韩渭滨, 主编. 四川活动断裂与地震. 北京: 地震出版社, 1993. 1—368
12 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]
13 Scholz C H. The Mechanics of Earthquakes and Faulting (Second edition). Cambridge: Cambridge University Press, 2002. 110—126
14 Wesnousky S G. Seismological and structural evolution of strike-slip faults. Nature, 1988, 335: 340—343[DOI]
15 四川省地震局. 鲜水河活动断裂带. 成都: 四川科技出版社, 1989. 1—130
16 何宏林, 池田安隆. 安宁河断裂带晚第四纪运动特征及模式的讨论. 地震学报, 2007, 29: 537—548
17 He H L, Oguchi T. Late Quaternary activity of the Zemuhe and Xiaojiang faults in southwest China from geomorphological mapping. Geomorphology, 2008, 96: 62—85, doi: 10.1016/j.geomorph.2007.07.009
18 宋方敏, 王一鹏, 俞维贤, 等. 小江活动断裂带. 北京: 地震出版社, 1998. 1—237
19 Shen J, Wang Y P, Song F M. Characteristics of the active Xiaojiang fault zone in Yunnan, China: a slip boundary for the southeastward escaping Sichuan-Yunnan Block of the Tibetan Plateau. J Asian Earth Sci, 2003, 21(10): 1085—1096
20 Clark M K, Schoenbohm L M, Royden L H, et al. Surface uplift, tectonics, and erosion of eastern Tibet from large-scale drainage patterns. Tectonics, 2004, 23: TC1006, doi: 10.1029/2002TC001402

21 唐荣昌, 黄祖智, 文德华, 等. 试论安宁河断裂新活动的分段性与地震活动. 地震研究, 1989, 12(4): 337—347
22 任金卫, 李坪. 则木河断裂带北段地震地貌及古地震研究. 地震地质, 1989, 11(1): 27—34
23 何宏林, 宋方敏, 李传友. 四川则木河断裂带微断层地貌的地形测量和走滑速率的估计. 地震地质, 1999, 21(4): 361—369
24 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]
25 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[DOI]
26 Royden L H, Burchfiel B C, King R W, et al. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. Science, 1997, 276: 788—790[DOI]
27 Schoenbohm L M, Burchfiel B C, Chen Z L. Propagation of surface uplift, lower crustal flow, and Cenozoic tectonics of the southeast margin of the Tibetan Plateau. Geology, 2006, 34: 813—816[DOI]
28 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
29 Wang Q, Zhang P Z, Freymuller J T, et al. Present-day crustal deformation in China constrained by Global Positioning System(GPS) measurements. Science, 2001, 294: 574—577[DOI]
30 Zhang P Z, Shen Z K, Wang M, et al. Continuous deformation of the Tibetan Plateau from GPS data. Geology, 2004, 32(9): 809—812[DOI]
31 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藕合模型. 地质学报, 2005, 79(6): 748—756
32 Wu G, Xiao X, Li T, et al. Lithospheric structure and evolution of Tibetan Plateau: the Yadong-Golmud geoscience transect. Tectonophysics, 1993, 219: 213—221[DOI]
33 许志琴, 侯立纬, 王宗秀, 等. 中国松潘-甘孜造山带的造山过程. 北京: 地质出版社, 1992. 1—190