

宫会玲. 越西盆地晚第四纪构造活动的初步认识[J]. 华南地震, 2016, 36 (1): 49-58. [GONG Huiling. Preliminary Understanding of Late Quaternary Tectonic Activity of Yuexi Basin[J]. South china journal of seismology, 2016, 36(1): 49-58.]

越西盆地晚第四纪构造活动的初步认识

宫会玲

(广东省地震局, 广州 510070)

摘要: 大凉山断裂带是鲜水河-小江断裂带的重要组成部分, 对该条断裂带的研究对研究青藏高原向东南方向的侧向挤出有重要意义。通过野外观察和航片解译, 我们在大凉山断裂带北段的越西盆地内发现很好的冲洪积扇、阶地等地貌构造变形, 因此鲜水河-小江断裂体系分配到大凉山的走滑分量可能在越西盆地转化为地貌的变形。

关键词: 越西盆地; 构造地貌; 滑动速率

中图分类号: P315.22

文献标志码: A

文章编号: 1001-8662 (2016) 01-0049-10

DOI: 10.13512/j.hndz.2016.01.008

Preliminary Understanding of Late Quaternary Tectonic Activity of Yuexi Basin

GONG Huiling

(Earthquake Administration of Guangdong Province, Guangzhou 510070, China)

Abstract: Daliangshan fault is an important part of the Xianshuihe-Xiaojiang fault zone, The study of this fault zone has important significance to study the lateral extrusion in southeast direction of Tibet Plateau. Based on field observation and aerial photo interpretation, the author found the tectonic deformation in Yuexi basin which is located in the northern of Daliangshan fault zone, such as alluvial fan, terraces etc. the author believed that the slip rate of Xianshuihe-xiaojiang fault assigned to the Daliangshan fault may be converted to the geomorphic deformation in the Yuexi basin.

Keywords: Yuexi Basin; Tectonic geomorphology; Slip rate

0 引言

青藏高原以其特有的地形、地貌等构造特征引起世界各国科学家广泛的研究兴趣。青藏高原地质地貌特征的形成源于大约 55Ma 前印度板块和

欧亚板块的碰撞及从那时起延续至今的南北向挤压^[1]。关于高原的变形机制的理论主要有: Molnar & Tapponnier^[2], 根据滑线理论提出高原岩石圈物质发生顺时针旋转, 并在此基础上形成后来的“大陆逃逸学说”; 另外一些学者^[3-4]认为大陆岩石

收稿日期: 2015-03-16

作者简介: 宫会玲(1982-), 女, 工程师, 主要从事地震预报工作。

E-mail: hngong2012@163.com.

圈是有分层的,上部分为脆性形变,下部分以粘塑性流变为主,青藏高原的隆起是由下地壳和上地幔的横向挤压增厚造成。而不论是上述哪种理论都存在合理部分与不合理部分,造成的原因是对这些地区的构造变形缺乏充分的资料,以真实地限定这些模型的建立。因此,需要我们加强对青藏高原周缘新生代构造变形的研究。

为了发展或限制陆内变形几何学的或者是动力学的模式,用来重建区域构造变形类型的构造,必须和变形是同期的。这种重建在全新世和更新世来做是最好的,因为对老的地质构造建立同期变形是很困难的。除此之外,在我们对较老的变形记录进行定量的时候,我们必须知道并且去除较年轻的变形的影响。在四川南部和云南北部,有许多比较大的新的活断层,这些断层和正在进行的印度板块和欧亚板块的会聚是有联系的。

位于四川南部和云南中部的鲜水河-小江断裂体系是一个明确的左旋走滑断裂体系,它在云南中部走向南北,在四川南部走向北西,是中国活动断层体系中比较重要的一条。它由许多分支平行的活动或较新的构造组成,长度上超过 1 200 km。该断裂体系可以分为三个自然段,即北段的北西

向鲜水河断裂带、中段的近南北向安宁河-则木河断裂带和大凉山断裂带以及南段的北西和近南北向小江断裂带。该断裂体系被认为是印度板块和欧亚大陆汇聚而产生的主要变形区之一,沿其边界的地震活动和地质证据均表明该地区的变形是以向南的走滑运动和旋转为特征^[2,5-6]。对鲜水河-小江裂带晚第四纪以来的构造活动的研究对探讨青藏高原的构造演化和陆内变形具有重要的意义,有助于我们很好地理解青藏高原岩石圈碎块的侧向挤出、断裂带上地质体变形经历的时间以及整个断裂体系与印度板块和欧亚板块陆内变形机制的关系等问题,进而更好地了解青藏高原的起源和形成过程。

本文主要是通过利用精细测量和年代学研究来获得越西盆地的内的各种构造地貌的变形资料以及形成年代。

1 越西盆地活动构造研究现状

越西盆地位于北纬 $28^{\circ}22' \sim 29^{\circ}22'$, 东经 $101^{\circ}48' \sim 102^{\circ}48'$ 之间(图 1),在我国西南四川省凉山州境内,位于小相岭东侧。盆地呈南北长条形展布,越西河自南向北贯穿整个盆地。大凉山断裂的北偏

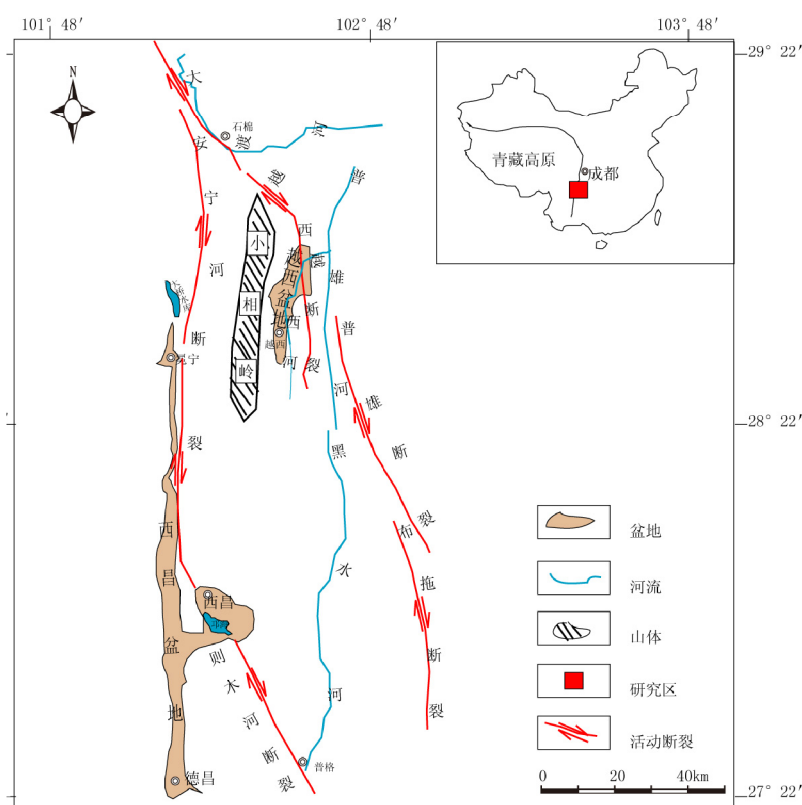


图 1 越西盆地的地理位置图

Fig.1 Location map of the Yuexi basin

西走向的次级断裂越西断裂从盆地的东缘穿过。

从越西盆地东缘穿过的越西断裂是大凉山断裂的次级断裂，位于大凉山断裂北段，全长大约有 30 km。航、卫片解译和野外地震地质观察表明越西断裂与同属于大凉山断裂带的次级断裂带普雄河断裂、布拖断裂和交际河断裂成羽列组合(如图 2)。其中越西断裂与普雄河断裂左阶羽列距为 4 km 左右^[7]。

大凉山断裂带是鲜水河-小江断裂体系带的一个重要组成部分。鲜水河-小江断裂体系带构成南

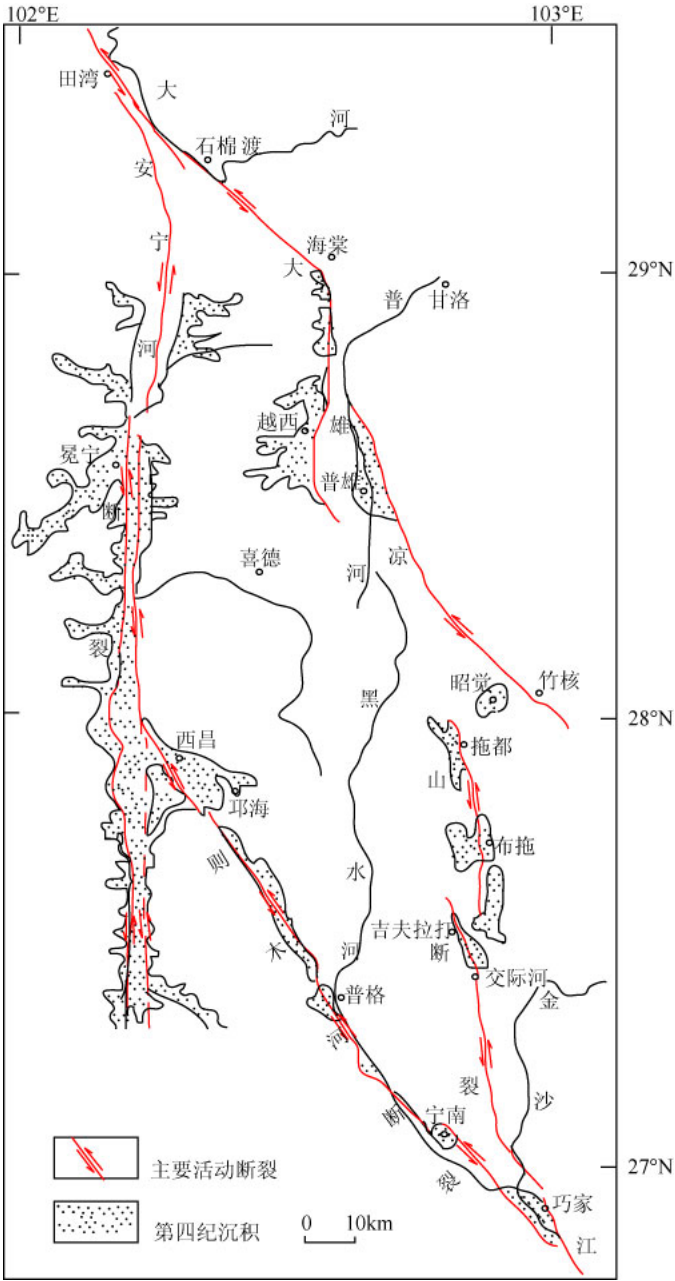


图 2 大凉山断裂空间展布图

Fig.2 The distribution map of Daliangshan fault

东青藏块体的东边界。鲜水河-小江断裂带主要由鲜水河断裂、安宁河断裂、则木河断裂、大凉山断裂和小江断裂组成。

其中，鲜水河断裂带是一条走北西 40°~50°，向北东方向突出的大型左旋走滑断裂，断裂总体倾向北东，倾角约 70°，断面较陡直^[8]。鲜水河断

裂位于南东青藏块体东边界断裂的北段，是一条第四纪以来强烈活动的活动断裂带，是我国陆内重要的强震发生带之一，从 1725 年到 1983 年，沿鲜水河-小江断裂体系的鲜水河断裂这一段分布着 9 次震级在 7~7.9 和 13 次震级在 6~6.9 的地震。最大的震源深度大于有 20 km。Allen 在 1995 年已

经证明为断层的这一段左旋走滑的活动性。Allen认为沿鲜水河断裂西段的滑动速率为 $15 \pm 5 \text{ mm/yr}$, 沿断裂带的东段的滑动速率为 5 mm/yr 。更近一些, 闻学则等^[9]提出沿该断裂带上的炉霍-道孚段的滑动速率为 7.2 mm/yr 。Zhou RongJun et. al^[10]通过对断层崖、洪积扇等的位移的测量以及碳十四和热释光测年认为鲜水河断裂南东段活动速率为 10 mm/yr 左右。

晚更新世开始具有强烈活动性的安宁河断裂, 全长近 160 km ^[10], 总体走向呈近南北, 安宁河断裂位于扬子台地西缘, 北端起自康定、泸定间的金汤附近, 向南经石棉、冕宁、西昌、德昌、盐边、米易、会理、攀枝花, 甚至过金沙江延伸入云南境内, 断裂北端为鲜水河断裂, 南接则木河断裂。沿断裂带两侧展布着震旦系的变质岩系地层, 其上不整合覆盖着残缺不全的古生代地台型沉积盖层。在上述地质环境内, 从震旦纪到古生代期间是一个只有局部、短暂沉积而环境不断变化的隆起; 晚三叠纪以后, 隆起中部许多地方发生大幅度的凹陷, 从而沉积了大量的巨厚型红色地层。安宁河断裂带以西昌、太和为界分为南北两个构造段, 第四纪沉积物在北段的变形要比在南段的变形大。在第四纪晚期, 由于活断裂多次、反复的活动, 使安宁河断裂两侧的地貌特征发生变化, 如阶地、冲洪积扇、小冲沟、山脊和陡坎等的位错和变化。这种变化能反映过断层的存在^[10]。周荣军^[7]通过对该地区的冲沟、洪积扇、河流阶地、冰碛物等地貌体的断错的测量以及碳十四和热释光测年得出安宁河断裂冕宁北段的滑动速率为 $4.7 \sim 5.3 \text{ mm/yr}$ 。闻学泽^[9]利用冲沟、洪积扇等的位错量结合碳十四测年得出安宁河水平滑动速率为 4.5 mm/a 。

则木河断裂东南起自云南巧家, 西北抵达四川西昌, 总长约 150 km , 总体走向北 40° 西。根据野外调查与航片解译, 发现该断裂在西昌以北逐渐向北偏转, 并与近南北向的安宁河断裂带汇成一体; 在则木河断裂和安宁河断裂相衔接的处附近, 则木河断裂分裂成为南北两条断裂。南部的断裂走滑进入西昌以西 10 km 的安宁河峡谷内, 它使安宁河发生了 10 km 的左旋走滑位错。北部的断裂走滑进入西昌附近的一个宽阔的峡谷内, 谷地内部有较深的邛海。而在巧家以北约 10 km 处在与位于其东侧的大凉山断裂合并后再与近南北向的小江断裂带相接。在则木河断裂带内的河流通常有几百米甚至 $2 \sim 3 \text{ km}$ 的左旋走滑位错。在

宁南, 则木河断裂穿过的一个山脊出现了 4.5 km 的左旋走滑位错。在同一区域内的一些河流, 发生了 $1 \sim 3 \text{ km}$ 的左旋走滑位错。杜平山^[11]通过对冲沟、河流和山脊等的位移的测量以及碳十四测年得出则木河断裂的水平滑动速率为 $4.5 \sim 5.7 \text{ mm/a}$ 。

小江断裂带总体上呈南北展布, 小江断裂带可以被分为三段: 北段、中段和南段。北段为巧家北-蒙姑段; 中段分为东西两支。东支经东川、功山、寻甸至宜良再分为多支, 近平行南延, 直达建水盆以南; 西支经汤丹、乌龙、金源、车湖、阳宗海至抚仙湖之后逐渐消失; 南段为中段东支主断裂以南发育的一些断裂。北起巧家以北往南经蒙姑, 全长超过 400 km ^[12]。小江断裂带内的断层斜切过华南褶皱逆断裂带中北东走向的构造, 这种构造主要由古生代、中生代和很少的新生代岩石以及北面的原生代低级变质岩石构成。这些原生代岩石构成扬子台地的基座。这些褶皱和逆断裂的倾向北东, 但是在局部, 最南端接近红河断裂带处, 它们沿东西走向发生弯曲, 在昆明附近的区域, 褶皱和断裂的走向都不规则。小江断裂带也是一条地震频发带, 自 1500 年以来沿断裂带有 38 次地震记载, 其中有 3 次地震接近和等于 8 级。He Honglin^[13]根据断错地貌以及这些断错地貌的碳十四年代或热释光年代, 推算了小江断裂带第四纪晚期的左旋走滑速率为 $13.0 \sim 16.5 \text{ mm/a}$ 。

大凉山断裂带位于四川大凉山腹地, 是川西断裂带的重要组成部分。该断裂带位于安宁河、则木河断裂带的东侧, 北起石棉, 与鲜水河断裂成左阶羽列, 向南经过海棠、越西、普雄、昭觉、竹核、拖都、吉夫拉丁、交际河至云南巧家与小江断裂呈右阶羽列, 全长 280 km 。大凉山断裂带的四条次级断裂, 石棉-越西断裂、普雄断裂、布拖断裂和交际河断裂均存在明显的断错地貌现象, 晚更新世晚期—全新世以来的平均水平滑动速率介于 $2.6 \sim 3.9 \text{ mm/a}$ 之间, 平均值约为 3 mm/a ^[7]。大凉山断裂带的空间展布图(见图 2)。

Wang E, et al^[14]对鲜水河-小江断裂体系的滑动速率研究得出整个断裂体系上的滑动速率的范围从鲜水河断裂带的 $15 \sim 30 \text{ mm/yr}$; 到达安宁河-则木河后断裂的滑动速率变为 $12 \sim 28 \text{ mm/yr}$; 在大凉山断裂上的滑动速率为 $2 \sim 5 \text{ mm/yr}$; 东、西小江断裂带山的滑动速率分别为: $9 \sim 23 \text{ mm/yr}$ 和 $3 \sim 8 \text{ mm/yr}$ 。通过分析他认为鲜水河-小江断裂带上的滑动速率向南逐渐变小。

在取得上述研究成果的同时, 也暴露了一些需

要深入研究和认真思考的问题:

(1) 对于鲜水河-小江断裂体系的滑动速率有两种说法:一是断裂体系上的滑动速率从北到南逐渐变小,而另一种认识是鲜水河-小江断裂体系上的滑动速率是中间的安宁河-则木河断裂带和大凉山断裂段最小,两端的鲜水河断裂和小江断裂的滑动速度大,目前来看两种理论都有其正确性,但到底哪一个真正正确的呢?

(2) 尽管存在两种说法,但有一点是肯定的,就是断裂体系上的滑动速率从北向南过了鲜水河断裂带后,在中间段的安宁河-则木河断裂和大凉山断裂带上的水平滑动速率明显变小,也就是说发生了滑动速率的消减。什么样的原因使其消减?消减多少?消减到何处?

大凉山断裂带晚新生代以来左旋错动的新发现给我们这样一个重要的启示:安宁河、则木河的位移亏损和滑动速率显著降低可能是由于一部分走滑分量被分配到大凉山断裂带上,另一部分则可能是在大凉山处以地壳隆升的形式实现。因此,大凉山断裂带的左旋走滑运动是和青藏高原东缘的侧向挤出过程密切相关的,同属一个统一的构造变形系统。

2 研究思路及方法

通过航片解译和野外实地观察,发现在大凉山断裂带北段的越西盆地内构造地貌发育较好。越西盆地内见河漫滩、阶地、洪积扇。以洪积扇和一级阶地较为发育。一级阶地的堆积呈带状分布,高出河水面两米左右。二级阶地多被扇掩盖,高出河水面约 15~20 m,局部见基座。三级基座阶地分布零星,阶地面遭破坏,高出河水面 90~200 m 不等。洪积扇前缘多陡坎,高出河水面 5~15 m 不等。在岩性方面,一级阶地二元结构明显,亚沙土或亚粘土厚约 1~3 m,砂砾卵石层厚 10~200 m,洪积扇下有冰碛泥砾。陈桂华^[4]通过对越西盆地柏香营处的构造地貌的研究,认为盆地东缘至少发育三级冲洪积扇和洪积台地,其中 T3 洪积台地分布最高,受后期侵蚀改造的台地面残留不完整,台地浅部堆积为棕红色黏土。T2 洪积台地则沿盆地东缘条形展布,被一系列东西向深沟切割。T1 冲洪积扇是最新最大规模的冲洪积堆积,具有典型的扇形状态。

笔者通过对越西盆地的航片解译和现场野外观察发现盆地内的构造地貌从北到南主要分布在

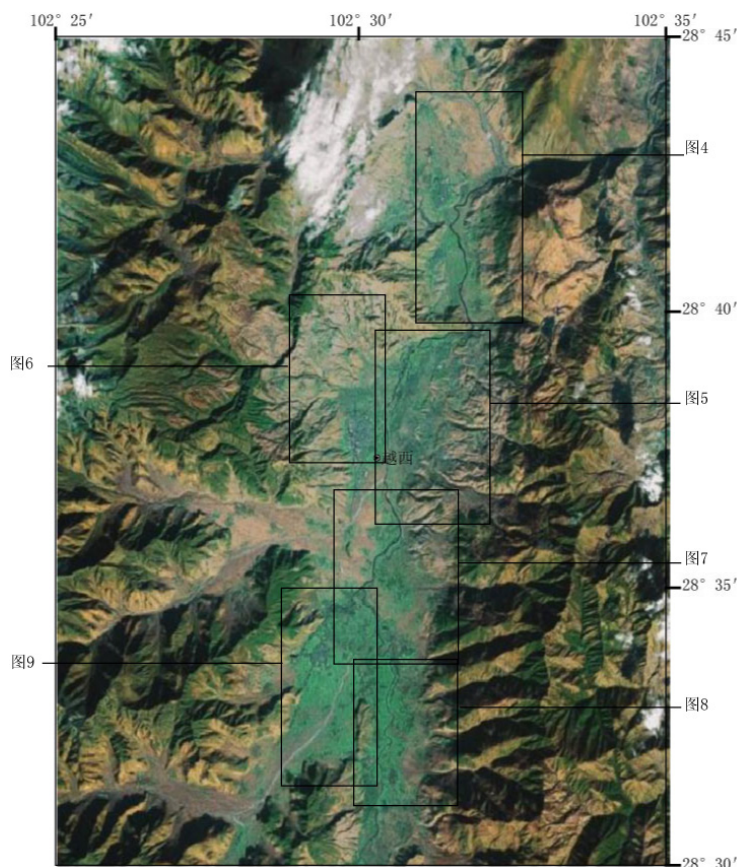


图3 越西盆地的卫星影像图

Fig.3 Satellite images of the Yuexi basin

盆地的东缘(图 3), 对比盆地东、西缘冲洪积扇发育情况可以看到盆地西缘的冲洪积扇前后期之间没有明显的陡坎, 且在盆地的西缘只是零星分布着一级阶地, 没有见到二级阶地。

这种差异关系说明盆地东缘的陡坎是断裂作用形成的, 而非侵蚀陡坎。

我们将越西盆地的航片分六个主要部分来解译(如图 3 中矩形方框所示)。

地点 1。新民。在新民附近, 除了在其周围发育较好的一级阶地和向南约 2~3 km 的地方有一级

阶地分布外, 没有见到二级或者更早期的阶地发育。图 4 所示为新民附近的构造地貌解译结果。

地点 2。越西县城。在越西县城这一段盆地东边构造地貌发育较好, 一、二、三级阶地都比较明显, 二、三级阶地的连续性被东西走向的冲沟切割开来, 但是在盆地西侧仅有一级阶地发育(如图 5、图 6), 在一级阶地 T1 和河漫滩 T0 之间以及一级阶地和二级阶地之间都有明显的断层陡坎证明有断层通过。在野外, 我们在越西盆地的东缘的阶地实测了三条剖面, 如图 6 中 p1、p2、

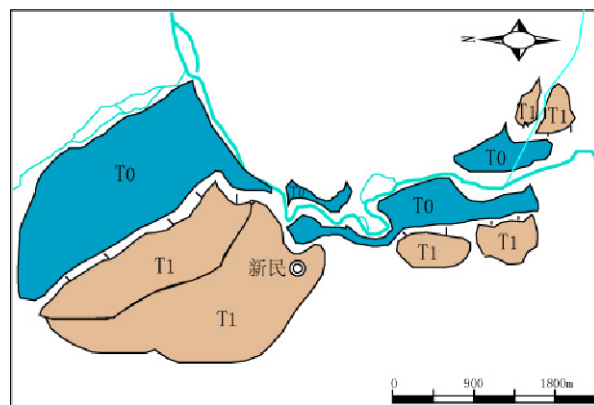
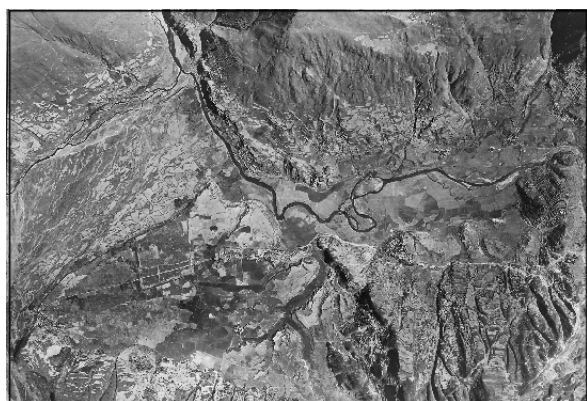


图 4 新民附近构造地貌图

Fig.4 The tectonic geomorphology map around Xinmin

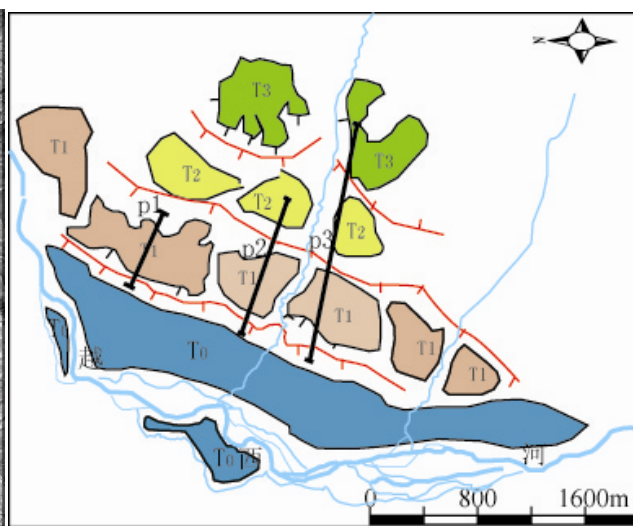
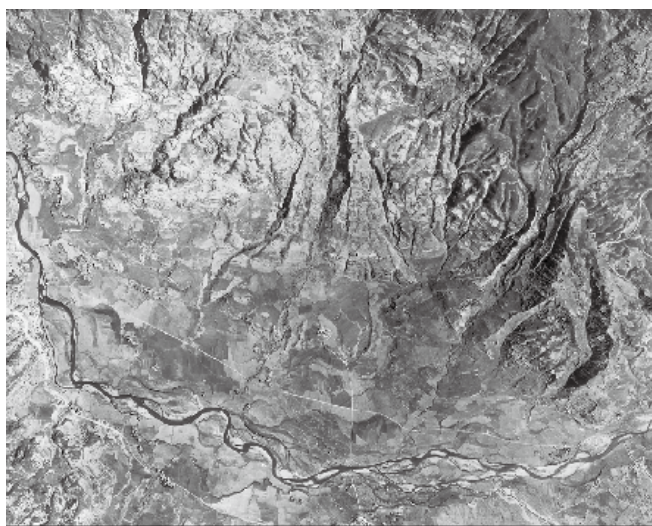


图 5 越西县城东盆地东缘的构造地

Fig.5 The tectonic geomorphology map of the eastern of Yuexi country

p3, 三条剖面的位置如图 5 中所示。其中 p1 反映出低阶地由于断层活动成的隆起; p2 和 p3 反映多级阶地面以及其所反映的断层活动。

地点 3。蚂蟥沟。在蚂蟥沟处, 越西河东边发育有一、二和三级阶地, 其中 T3 为洪积台地的残余体。其中 T1 为一大洪积扇, 为了找出断层活

动造成的洪积扇的变形点, 我们在蚂蟥沟实测了一条地形剖面, 如图 9。剖面 P4 的位置如图 8 中所示。

地点 4。柏香营。在蚂蟥沟向南到柏香营这一段, 三级阶地受强烈改造运动后基本上没有残留, 在柏香营东侧只发现了一、二级阶地, 一级阶地

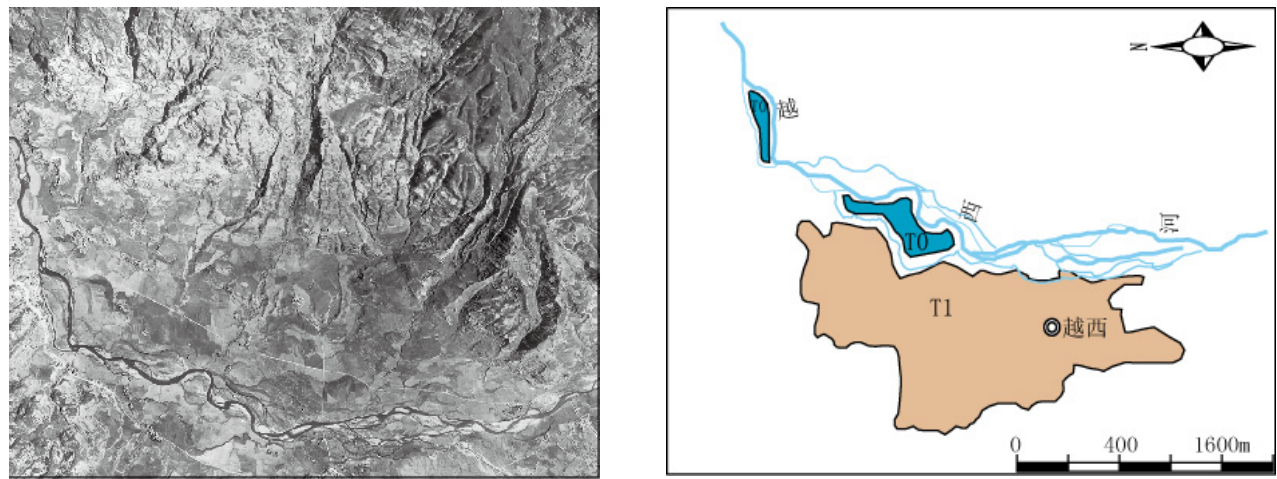


图 6 越西县城西盆地西缘的构造地貌图

Fig.6 The tectonic geomorphology map of the western of Yuexi country

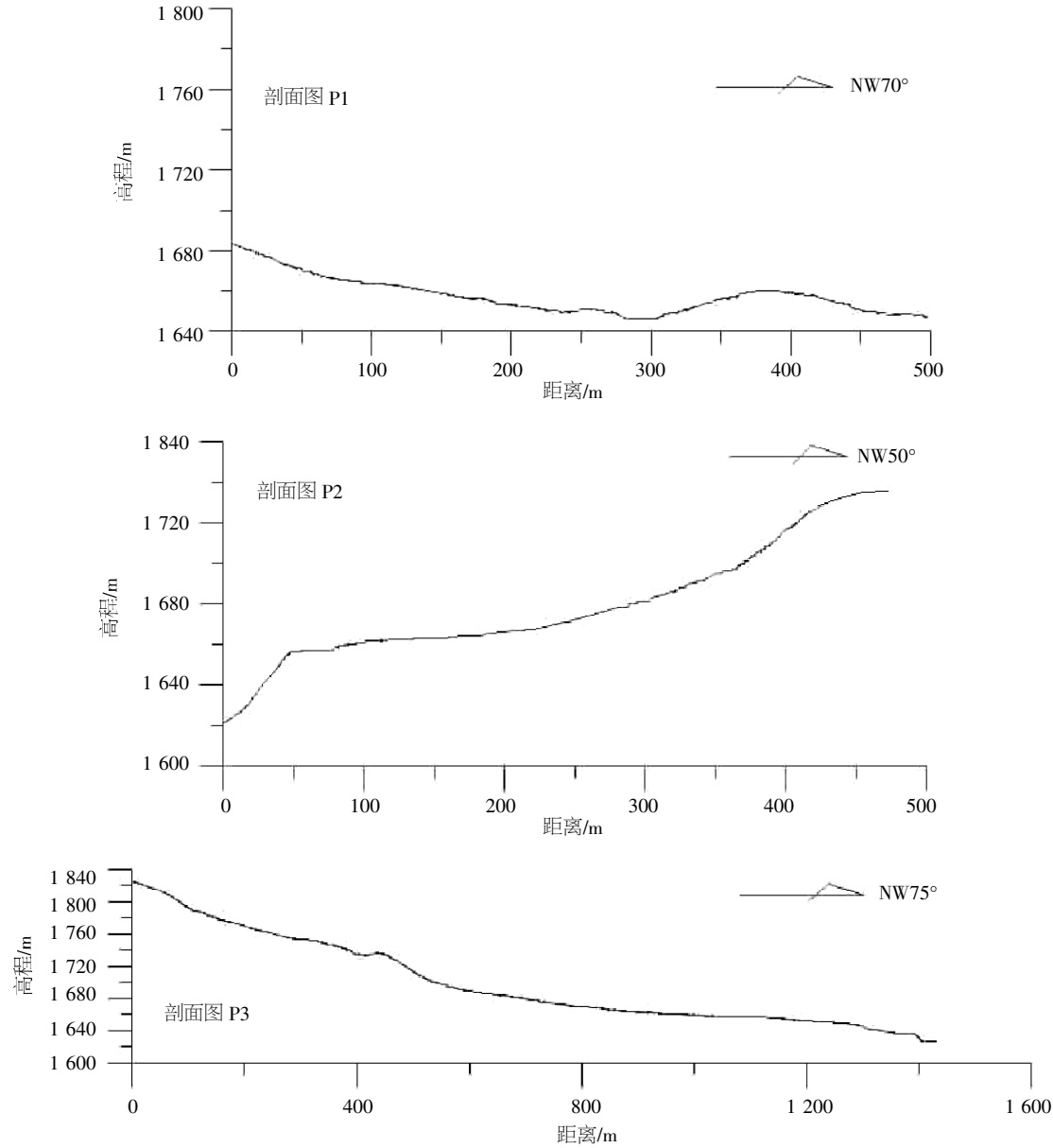


图 7 P1、P2、P3 剖面图

Fig.7 The profiles of P1, P2, P3

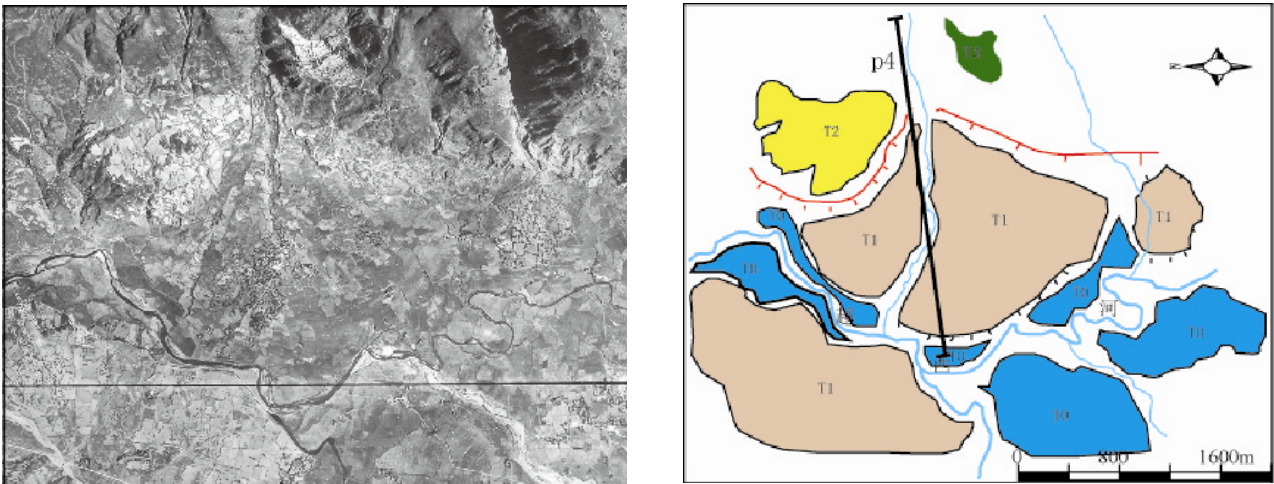


图 8 蚂蟥沟附近构造地貌图
Fig.8 The tectonic geomorphology map around Mahuanggou

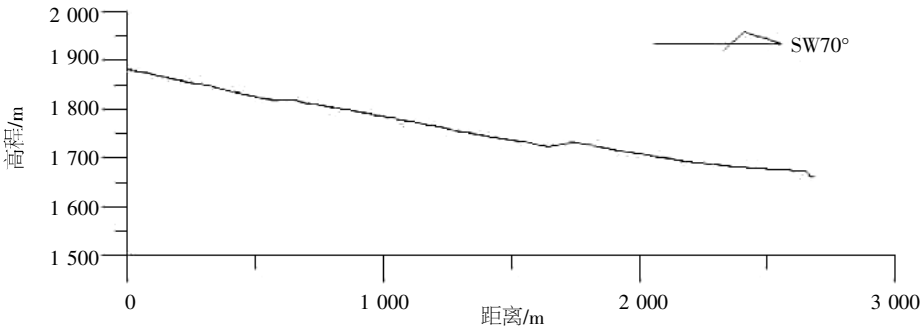


图 9 剖面图 P4
Fig.9 The profile of P4

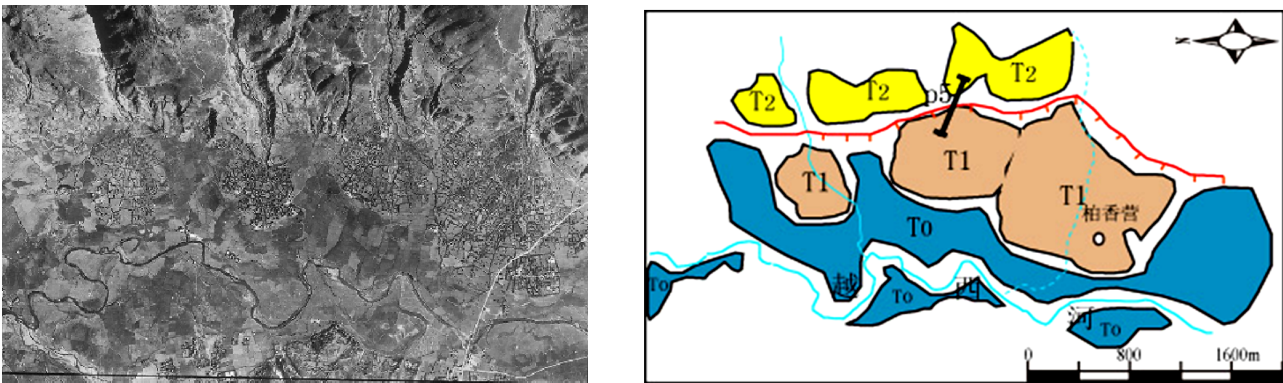


图 10 柏香营东侧构造地貌图
Fig.10 The tectonic geomorphology map of the eastern of Baixiangying

和二级阶地间的陡坎特征十分明显，在柏香营西侧仅有一级阶地发育(见图 10、图 11)。为了研究断层活动对阶地的影响，我们在柏香营王家院子出地测量了一条阶地剖面线间剖面图 p5，p5 的位置如图 10 中所示。

研究越西盆地是想先研究大凉山断裂带在整

个盆地内的总的运动量，然后再看其与整个鲜水河-小江断裂带的位移和滑动速率间存在什么关系。对盆地研究，除了新的滑动断裂和比较老的高角度逆冲断裂以外，我们还需关注两个问题：

(1) 阶地面变形形成褶皱引起的地壳缩短。阶地变形形成褶皱，说明该区域处于挤压活动构



图 11 柏香营西侧构造地貌图

Fig.11 The tectonic geomorphology map of the western of Baixiangying

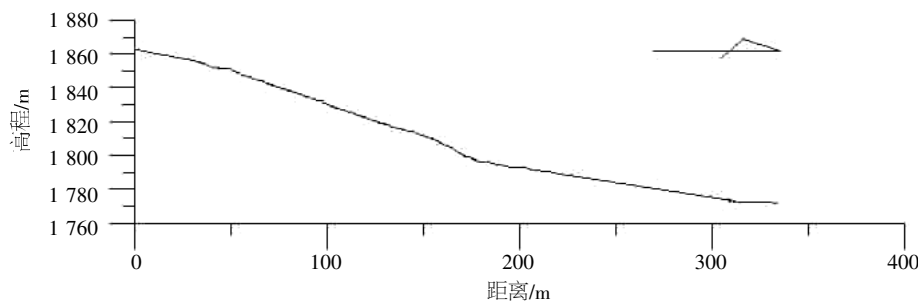


图 12 剖面图 p5

Fig.12 The profile of P5

造区。在挤压活动构造区，通过变形阶地的精细测量和年代学研究，可以可靠地得到褶皱构造晚第四纪以来的地壳缩短速率。通过对变形阶地的精细测量，可以测得变形阶地及其周围的地形图，然后可以在地形图上提取阶地的标高，并绘制各阶地面相对高度地形剖面图以及现代河床地形剖面，通过现代河床剖面图可以得出河流的梯度变化。利用梯度值，将具有倾向的阶地变形形成的褶皱恢复到水平位置，得出个阶地的拔高量，利用平衡剖面中的长度不变原则可以求得发生变形的阶地的滑脱层的深度，近似计算阶地面与产生阶地的河流地形线之间的面积，由面积除以滑脱层的深度则可以得到阶地面变形缩短的缩短量，然后通过采测年样品得出变形阶地的形成年龄，便可以得到变形阶地的水平缩短速率。

通过变形阶地的水平缩短速率和盆地内的走滑断层的滑动速率的矢量叠加，便可以得到盆地内水平方向上的运动总量。

(2) 盆地内的局部隆升问题。利用 1 中的方法，若以阶地的堆积物的年龄近似代表阶地的形成年龄，则可以计算出阶地的抬升速率。

3 结语

在越西盆地内部，通过野外观察，发现越西河河床为北低南高，说明河流从南往北流。而盆地内越西河周边阶地的倾向向南，说明历史上，越西河应该是从北向南流的。河流发生倒流的诱因主要有以下几种情况：河床局部的隆升或下沉、河流袭夺。但就越西盆地内来说，结合盆地大的构造背景，盆地处于青藏高原东南侧川滇块体的东边界的大凉山断裂的次级断裂上。青藏高原自 55 Ma 前印度板块和欧亚板块 55 ma 的碰撞形成以来，一直处于构造隆升的状态。由此我们可以认定河水倒流的诱因主要是构造运动引起的河床的局部隆升或者是构造运动对分水岭的破坏进而发生的河流袭夺或者是两者共同作用的结果，至于哪一种是最最终的导致河水倒流的因素有待于我们进一步的工作去求证。

当然要说明越西河的流向逆转还需要更有力的证据。地貌证据：如果能找到河流的某处砾石层的倾向与河流的流向相反，则说明该处砾石经历了河流倒流的全过程。确定该砾石层的形成年龄，就能初步估计河流发生倒流的时间。实际上，

倾向与河流流向相反的砾石层的年龄可能远早于河流开始倒流的年龄,因为砾石层的倾向的形成需要很长时间的流水作用。地层证据:做出沿河流流向的平衡地质剖面图以及地层的不整合关系来确定块体发生了隆升。

研究越西河流水倒流主要是想研究导致其倒流的地壳隆升,包括地壳隆升的时代、隆升高度,这样才能计算出其隆升速率。我们希望能够利用河流的坡度来估算河床的隆升量应大于河床长度与坡度的乘积。选择能代表隆升起始年代的样品测年得出块体隆升时间,以计算得到其隆升速率。局部地壳的隆升速率和盆地内变形阶地的抬升速率的矢量和,可以认为是盆地内构造运动在垂向方向山的运动总量。

知道了盆地内各种构造运动在水平方向和垂向上的运动总量以后,我们就可求出这两个分向上的运动量的矢量和,最终就求出了整个越西盆地总的构造运动情况。这些还需要我们在进一步的工作中求证。

参考文献:

- [1] 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[J]. 地震地质, 2003, 25 (4): 543-554.
- [2] Peter Molnar, Paul Molnar. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision[J]. Science, 1975, 189: 419-426.
- [3] England P, Houseman G A. Finite strain calculations of continental deformation: 2.Comparison with the India-Asia collision[J]. Jour Geophys Res, 1986, 91: 3 664-3 667.
- [4] Holt W E, Chamot-Rooke N, Le Pichon X, et al. Velocity field in Asia inferred from Quaternary fault slip rates and global positioning System observations[J]. Jour Geophys Res, 2000, 105: 19 185-19 209.
- [5] 阙举荣, 王绍晋, 黄崑, 等. 中国西南地区现代构造应力场与板内断块相对运动[J]. 地震地质, 1983, 5 (2): 79-90.
- [6] England. P.C, Molnar .P. Right lateral shelf and rotation as the explanation for strike -slip fault in east Tibet [J]. Nature, 1990, 344: 140-142.
- [7] 周荣军, 黎小刚, 黄祖智, 等. 四川大凉山断裂带的晚第四纪平均滑动速率[J]. 地震研究, 2003, 26 (2): 191-196.
- [8] 李珏. 鲜水河-小江断裂带[M]. 北京: 地震出版社, 1993.
- [9] 闻学泽, 杜平山. 安宁河断裂带小相岭段古地震的新证据及最晚事件的年代[J]. 地震地质, 2000, 22 (1): 1-8.
- [10] 王新民, 张成贵, 裴锡瑜. 安宁河断裂带的新活动性[J]. 四川地震, 1998 (4): 13-33.
- [11] 杜平山. 则木河断裂带的走滑位移及滑动速率[J]. 四川地震, 2000 (1): 49-64.
- [12] 宋方敏, 汪一鹏. 小江活动断裂带[M]. 北京: 地震出版社, 1998
- [13] He H L, Ikeda Y, Song F M, et al. Late Quaternary slip rate of the xiaojiang fault and its implication [J]. Seismology and Geology, 2002, 24 (1): 14-26.
- [14] Wang E. Late Cenozoic Xianshuihe-Xiaojiang, Red River and Dali fault systems of southwestern Sichuan and central Yunnan, China [J]. The Geological Society of America, 1998, 327: 1-108.
- [15] 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[D]. 北京: 中国地震地质研究所, 2006.