

文章编号: 1006-6616 (2016) 03-0642-17

青衣江河流沉积与阶地特征及其成因演化

王继龙^{1,2,3}, 吴中海^{2,3}, 孙玉军^{2,3}, 徐昊², 周春景^{2,3}, 马晓雪^{2,4}

(1. 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083;

2. 中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081;

3. 国土资源部新构造运动与地质灾害重点实验室, 北京 100081;

4. 首都师范大学资源环境与旅游学院, 北京 100048)

摘要: 在系统整理分析前人成果资料基础上, 对龙门山西南部与古青衣江改道相关的名山—邛崃砾石层和丹棱—思濛砾石层的砾石成分、砾度及砾向等统计资料进行分析和总结, 讨论了砾石层的物源区、成因、形成时代等特征; 结合对青衣江干流阶地最新的调查和测量结果, 梳理总结了河流阶地的分布特征、高度、结构、发育程度和年龄等资料数据, 并利用卫星遥感图像和数字高程模型 (DEM) 数据提取构造地貌和水系特征, 发现青衣江流域地形是梯级降低的, 其穿过的褶皱形成时间应该早于第四纪, 并且第四纪时期青衣江形成的阶地是可连续对比的, 其中宝兴—芦山段的阶地有过抬升, 可能与该区的盲逆冲断层活动有关。依据青衣江流域的阶地特征, 对水系演化变迁过程进行综合分析后提出, 青衣江改道很可能是由于新构造期间河流多次袭夺造成的, 其中龙门山西南段的盲逆冲断层活动引起的局部隆升为袭夺提供了构造条件。

关键词: 青衣江; 河流阶地; 河流袭夺; 新构造; 盲逆断层

中图分类号: P546

文献标识码: A

青衣江是青藏高原东缘大渡河的一级支流, 主源为宝兴河, 发源于川西高原, 流经宝兴、雅安、夹江, 于乐山处汇入大渡河, 横穿了龙门山构造带南段。因构造活动会对区域地貌特征以及水系发育产生显著影响, 因此河流演化特征的研究可以作为研究构造变化特征的重要方法^[1~3]。青衣江阶地及其演化很好地记录了龙门山构造带南段的活动信息以及青藏高原隆升过程, 对青衣江流域区域地貌和水系响应特征的研究, 不仅可以检验 Philippe 等^[4]和 England 等^[5]提出的不同青藏高原东部构造运动模式, 还可以清楚地认识青藏高原及东缘地区活动过程及其对水系等的控制作用。前人主要通过沉积相分析、遥感卫星影像和数字高程模型分析等手段, 对青衣江流域的砾石层期次划分、阶地等级和时代划分、古青衣江干流变迁以及活动构造对阶地构造变形特征的影响进行了初步研究^[6~25]。但由于测年方法单一、ESR 测年结果可靠性仍存在争议^[26~27]以及阶地等级划分有缺失等原因, 导致对青衣江水系特征以及该区域构造活动特征的研究还不够完善。本文通过系统整理前人的研究资料, 对青

收稿日期: 2016-03-07

基金项目: 中国地质调查局地质调查项目 (12120114002101, DD20160268); 国家自然科学基金项目 (41571013, 41171009)

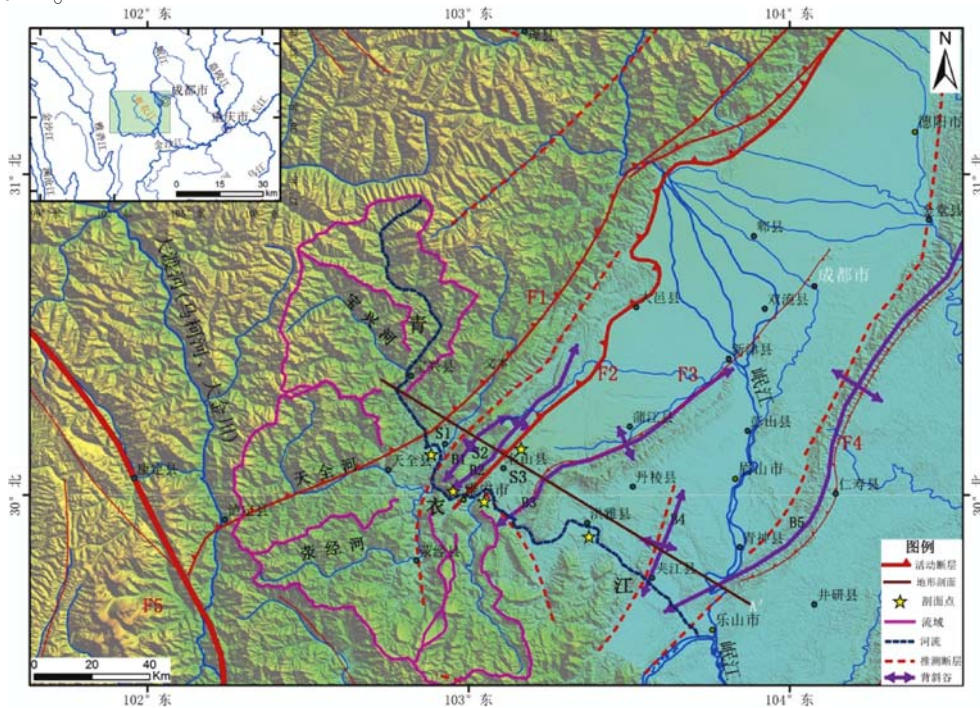
作者简介: 王继龙 (1992-), 男, 硕士研究生, 地质工程专业。E-mail: 445803759@qq.com

通讯作者: 吴中海 (1974-), 男, 研究员, 主要从事新构造和活动构造研究。E-mail: wzhh4488@sina.com

青衣江砾石层期次划分进行梳理和总结, 并对青衣江干流阶地进行了野外调查测量, 进一步做了纵向对比, 并结合 DEM 对古青衣江水系变迁过程进行综合分析解释, 进而探讨了青衣江演化与龙门山构造带南段以及川西前陆盆地新构造运动作用的关系, 以期为研究青藏高原的隆升、龙门山构造带南段的构造活动特征以及青藏高原东缘地区的稳定性提供一定帮助。

1 区域地质概况

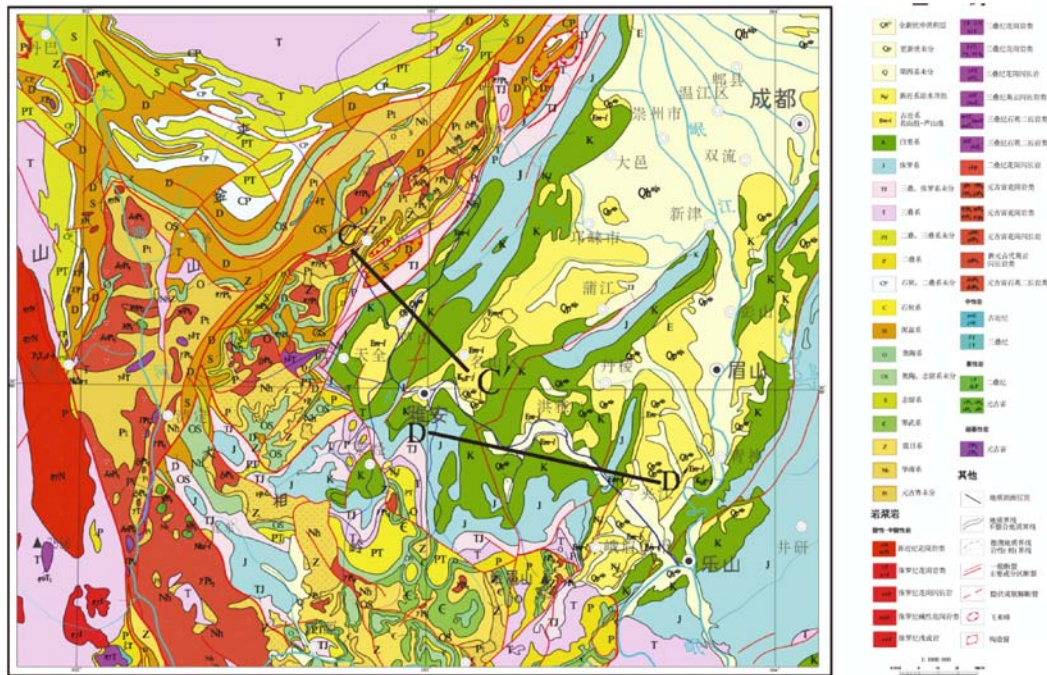
青衣江位于四川盆地西南边缘, 介于岷江与大渡河之间, 主流发源于宝兴县巴郎山南麓的蚂蛾沟, 在芦山汇入玉溪河继续南流至飞仙关, 在飞仙关纳入天全河、荃经河后, 流经雅安、夹江等地汇入大渡河 (见图 1)。干流总体流向为北西—南东向, 全长 276 km, 总落差 2840 m, 流域面积 13300 km²。青衣江水系主要支流有 5 条, 分别为西河、玉溪河、天全河、荃经河、周公河, 除玉溪河外其余大支流均自右岸汇入形成扇状水系。从地貌地形特征 (见图 2b) 来看, 研究区位于青藏高原与川西盆地过渡带, 区内地貌变化明显, 自西至东分别是青藏高原地貌区、龙门山高山地貌区和龙门山前陆盆地地貌区 3 个地貌阶梯, 最大海拔差超过 4000 m, 是一个地貌陡变带。青衣江流域地形大致以炳灵、荃经、天全、灵关、大川一线为界, 分东西两大片。东面属低山丘陵区, 地势平缓, 海拔高程 600 ~ 1100 m, 河谷呈“U”型, 有宽阔的漫滩和阶地, 河道比降约 1.8‰; 西面约占流域面积的 60%, 多为高山峡谷, 海拔高程一般在 1000 m 以上, 河谷多呈“V”型, 漫滩阶地极少, 河道比降大于 8‰^[28]。



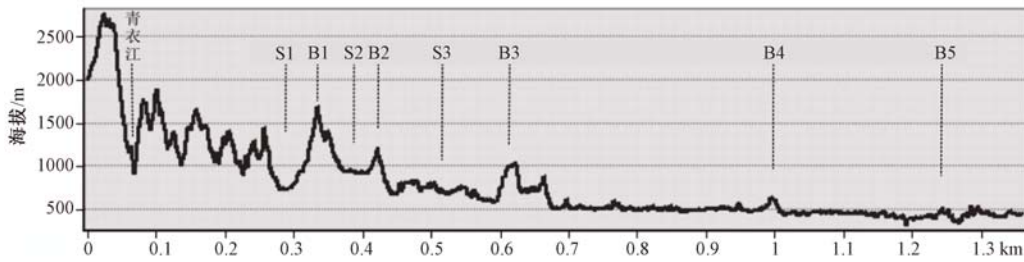
F1—F5: 大川—双石断裂, 大邑断裂, 新津—蒲江断裂, 龙泉山断裂, 鲜水河断裂; B1—B5: 石仙山背斜, 蒙顶山背斜, 熊坡背斜, 三苏场背斜, 龙泉山背斜; S1—S3: 芦山向斜, 下里向斜, 名山向斜

图 1 研究区位置、主要地质构造及流域分布

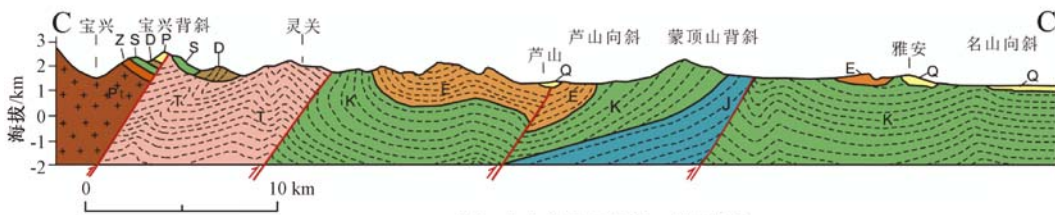
Fig. 1 The main geological structures and watershed distribution in study area



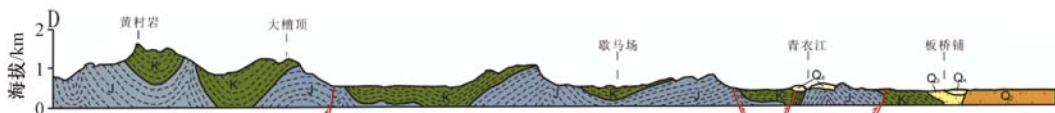
(a) 区域地质构造简图



(b) 宝兴—乐山地形剖面(位置见图1, 图中B代表背斜, S代表向斜)



(c) 宝兴—名山地质剖面(据Liu等^[20]修改)



(d) 蒙经—夹江地质剖面(据1:200000地质资料修改)

图2 区域构造及地形地质剖面图 (据谭锡斌^[34]修改)

Fig.2 Regional tectonics and topographic geological profile map

从大地构造位置上看, 研究区位于松潘—甘孜褶皱带与扬子准地台交汇带, 是上扬子台褶皱带、盐源—丽江台源褶皱带、巴颜喀拉褶皱带构造单元结合地带。曾允孚等^[29]、李勇

等^[30]将现今川西地区分为4个构造区, 自西向东分别是: 松潘—甘孜褶皱带(即川西高原)(I)、龙门山冲断带(II)、成都盆地(III)和龙泉山褶皱带(前陆隆起)(IV)。龙门山构造带的南段位于研究区西部。龙门山构造带属于典型的逆冲推覆构造, 具有前展式发育的特点, 晚新生代还具有右旋走滑的特征^[31]。青衣江流域内发育数条北东向断裂和褶皱带构造, 自北西至南东发育的断裂有盐井—五龙断裂、双石—大川断裂、新开店断裂、蒲江—新津断裂, 发育的褶皱有芦山向斜、石仙山背斜、中里向斜、蒙顶山背斜、名山向斜、熊坡背斜、三苏场背斜、龙泉山背斜^[10]。李智武等^[32]对龙门山地区构造事件形成的产物进行研究后认为, 自印支期以来共发生了7次构造事件, 其中处于后期的新生代构造事件(距今120~130 Ma的燕山期构造事件, 有较强的岩浆作用和变质作用; 距今约60 Ma的喜马拉雅期构造事件; 距今30~40 Ma的喜马拉雅期构造事件; 距今20~25 Ma的喜马拉雅期构造事件; 距今约10 Ma的喜马拉雅期构造事件)使龙门山造山带—川西前陆盆地系统发生强烈冲断作用和隆升作用。

研究区内龙门山地区地层单元可分为4类(见图2a), 从老到新分别是: ①长江克拉通的结晶基底岩石; ②新元古代—二叠纪被动边缘沉积物; ③松潘—甘孜阶地的三叠纪复理石; ④四川盆地内中生代—新生代陆相沉积物^[33]。扬子克拉通的结晶基底由前寒武系片麻岩及相关花岗岩体(granitoids)组成, 主要分布在龙门山推覆构造带中南段的核心部位, 根据地名分别称之为彭灌杂岩、雪隆包杂岩、宝兴杂岩和大园包杂岩、轿子顶杂岩等。新元古代—二叠纪被动大陆边缘变质沉积岩分布在前寒武杂岩的周围, 主要由浅海相的沉积岩组成。龙门山断裂带的西侧为深海沉积的三叠纪复理石, 东侧的四川盆地发育中生代—新生代陆相沉积岩^[34]。区内出露地层由老到新主要有白垩系夹关组、灌口组, 古近系名山组、芦山组, 为一套河流-湖泊沉积相紫红色砂泥岩地层, 第四系大面积分布^[19](见图2c、2d)。并且区内砾石层出露较全, 在《1:50000草坝幅、洪雅幅区域地质调查报告》中, 将砾石层时代划分为上新世晚期—全新世, 岩性主要为一套黄灰色、灰黄色砂砾层、黏土层, 且具有出露面积广、厚度大、构成多级台(阶)地等特点。

2 青衣江流域老砾石层特征

区内砾石层多分布于低山槽谷、浅丘、冲积台地、沿江阶地, 前人对此曾进行过系统的描述和研究。李承三将名山—邛崃台地地区不整合于古近纪地层之上的黄色泥砾层定名为“名邛砾石层”^[6]; 张倬元等^[35]认为夹江—眉山间砾石层与名山、邛崃砾石层在沉积序次和风化程度上有明显差别, 将丹棱—思濛地区的砾石层称为“丹思砾石层”; 刘兴诗^[23]认为“雅安砾石层”只是分布在雅安飞机坝及附近沿江的同等阶地内的砾石层; 李勇^[8]在分析新生代成都盆地物源特征与水系演化中称熊坡背斜东坡砾石层是“大邑砾石层”; 崔志强等^[19]将区内砾石层划分为4套(大邑砾石层, 名邛砾石层, 丹思砾石层, 雅安砾石层), 均为上新世晚期—更新世晚期古青衣江在前陆盆地中不同时间、不同地点沉积的有差异的碎屑物。笔者经过野外实地调查并总结前人资料, 认为根据形成的时代关系, 区内第四纪砾石层可分成2套, 分别为老砾石层(名邛砾石层, 丹思砾石层)和沿现今河流阶地发育的砾石层。

2.1 老砾石层的分布特征

研究区内的第四纪老砾石层可分为2部套^[11,19,35], 分别是名山—邛崃砾石层(名邛砾

石层) 和丹棱—思濛砾石层 (丹思砾石层) (见表 1)。

表 1 研究区更新统砾石层划分^[19]

Table 1 Division of Pleistocene gravel layer in the study area

名称	地理位置	典型阶地	主要岩性
名邛砾石层	名山—邛崃	名山—邛崃一带区域性Ⅲ—Ⅴ级阶地	棕黄色、黄灰色及少量灰-灰白色半固结复成分砾石, 顶部为黄灰色网纹黏土层、亚黏土层
丹思砾石层	丹棱—思濛	丹棱—思濛一带区域性Ⅱ—Ⅳ级阶地	棕黄色含细砾砂土、亚砂土层, 含棕红色泥质斑块及铁锰质薄膜

名邛砾石层从地形上看, 北西靠龙门山, 南东接总岗山, 南西起自草坝乡青衣江畔, 北东延伸到邛崃县, 纵长 60 km, 前缘宽约 40 km, 总面积达千余平方千米^[11]。海拔总体趋势是南西高、北东低, 平面上呈自南西向北东撒开的长扇状, 广泛分布于名山、邛崃一带^[35]。丹思砾石层北西边界为总岗山南东坡, 南西边界大致在夹江以西的青衣江北岸, 东侧边界为岷江右岸彭山—眉山—青神一线以西约数千千米至十几千米, 分布面积约 900 km²^[26], 总体来说是西高东低、南高北低, 平面上呈自西向东撒开的扇状, 以思濛一带分布广泛, 且厚度较大^[11]。经过对前人资料的总结和野外实勘, 区内早期砾石层中砾石应为古河流搬运所致, 且均为不同时期古青衣江在山前盆地中的沉积响应^[19]。

2.2 老砾石层沉积结构特征

2.2.1 沉积特征

高山坡名邛砾石层与丹思砾石层中, 虽不少岩浆岩、变质岩、砂岩砾石已风化黏土, 但这些黏土化的砾石外形仍可辨别, 显示出砾石相互接触呈粒屑支撑现象。基质颗粒从黏粒到砾级, 分选较好。按沃克划分的分选性粒度分布衡量, 名邛砾石层明显属粒屑支撑, 多多数, 基质分选不好, 属于河成砾石层^[19,35]。

在名邛砾石层和丹思砾石层中, 横切古水流方向的砾石剖面都清晰地显示 A(t) B(i) 组构 (即砾石 a 轴横切流向, b 轴倾向上游), 呈迭瓦状构造, 具有稳定的二元结构, 该地区早期砾石层组构特征属典型的河流相^[19]。

区内更新统砾石层层理发育, 在砾石层和砂层中发育流水作用形成的交错层理, 粉砂层和泥质层中发育水平层理。槽状交错层理多见于砾石层所夹砂层中, 横向剖面上, 砂体呈透镜体状, 砂体内部纹层呈槽状, 层系的厚度为 1~10 cm。水平层理主要发育于砾石层间所夹泥质层、粉砂层中, 泥质层、粉砂层厚度从几厘米到几十厘米不等, 纹层呈平直状, 纹层间彼此平行, 且平行于总的平面, 厚度仅几毫米, 为典型的辫状河流-洪泛沉积类型^[19]。

2.2.2 砾石成分特征

早期砾石层中砾石成分以石英岩、花岗岩、火山岩及砂岩为主, 占 70% 以上, 其中又以石英岩居多, 占比超过 40%^[11]。通过已有砾石岩性的统计分析 (见图 3), 证明了名邛台地的砾石层和丹棱—思濛砾石层具有相同的物源区, 均是青衣江的沉积产物^[16]。研究区早期砾石层中酸性侵入岩及火山岩砾石含量较大, 砾石成分组合与宝兴杂岩、紫石关杂岩主要成分比例相似, 前人认为主要来源于青衣江上游天全河和宝兴河流域的宝兴杂岩、紫石关杂岩^[19]。此外在思濛镇砾石层中有较多泥质砂岩和泥岩的砾石存在, 前人认为是青衣江侵蚀作用加强, 侵蚀到白垩系基岩所致^[10]。

2.2.3 风化特征

早期砾石层主要砾石成分虽然相似, 但名邛砾石层中石英岩和砂岩的含量比丹思砾石层

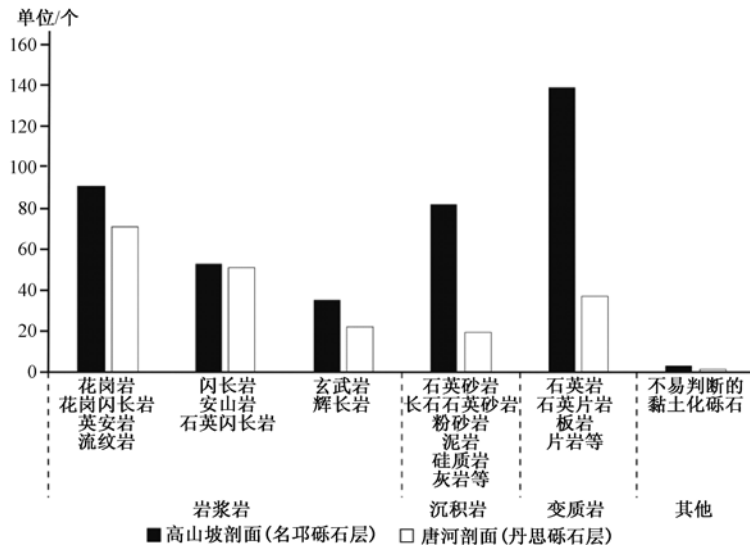


图3 青衣江流域名邛和丹思砾石层的岩性统计直方图 (据崔志强等^[19]修改)
 Fig. 3 The lithology histogram of Mingqiong and Dansi gravel layer in Qingyijiang River Basin

的要高, 张倬元等^[35]分别统计名邛砾石层和丹思砾石层中石英岩砾石的百分含量显示, 名邛砾石层石英岩砾石的含量为68%, 丹思砾石层石英岩砾石的含量仅为31%~52%。袁俊杰等^[11]对砾石的风化程度进行了统计(见表2), 显示名邛砾石层中年代久远的砾石层中未风化(抗风化强)和强风化的砾石含量较高, 而弱风化和半风化的砾石较少, 表示名邛砾石层经历风化时期比丹思砾石层长, 表明了两套砾石层并非是一时期的产物, 名邛砾石层的形成时代较早^[11]。

表2 砾石风化程度统计^[11]

Table 2 Statistics of the degree of weathering of the gravel

地点	未风化 (抗风化强)		弱风化		强风化	
	统计数	众数	统计数	众数	统计数	众数
名山—邛崃砾石层	6~77	34	3~42	9	6~65	35
丹棱—思濛砾石层	0~50	16	8~66	15	7~78	25

2.2.4 砾石的形态参数特征

砾石的粒度一般采用砾石体积公式 ($V = \pi abc/6$, 砾石 a 、 b 、 c 轴的长度) 计算出各个测点砾石体积的平均值, 再求它们的分布趋势。在名邛砾石层, 砾石体积最大 7300 cm^3 以上, 最小仅 56 cm^3 , 平均 1058 cm^3 。其中体积大于 2000 cm^3 的测点主要分布在IV级阶地新店高山坡一带, $1000 \sim 2000 \text{ cm}^3$ 之间的测点集中于万古以北, 小于 1000 cm^3 的测点广泛分布于邛崃、浦江一线以东。砾度自南西向北东逐渐递减, 递减的方向应该为青衣江的古流向。丹思砾石层中测点的砾石体积平均值为 1075.1 cm^3 , 最小为 83.0 cm^3 。其中砾石体积大于 500 cm^3 的测点分布在盘鳌、思蒙一线以西, 属冲洪积扇中部; 大于 1000 cm^3 的测点分布在丹棱、洪雅一线以西, 属扇上部和近顶部地段。砾石沿流程体积减小的规律十分明显^[11]。

砾石层中砾石的长轴排列方向和扁平面 (ab 面) 产状 (即砾石扁平面的倾向和倾角) 对确定古水流方向和沉积环境具有很重要的作用。袁俊杰等^[11]统计了名邛砾石层各级阶地中的砾石扁平面倾向, 总体显示砾石扁平面倾向为北西向, 其中一组砾石统计结果为南西

向, 经过测年验证, 这是由于不同时代古青衣江在此改道形成的。丹棱唐河剖面中砾石的统计结果显示丹思砾石层的 ab 面倾向为北北西向^[11]。总体看来, 研究区砾石层中砾石具有很好的定向性。

2.2.5 古生物标志特征

崔志强等^[19]对研究区内砾石层进行了微体古生物分析, 孢粉组合特征显示研究区内砾石层应该是温暖-湿润型古气候环境下形成的, 孢粉组合具有明显的继承性, 均以水龙骨科和具孔类的榆科、胡桃科花粉为主; 孢粉中沉积时期植被以被子植物为主, 温带落叶阔叶植物成分较多, 热带—亚热带成分较少, 裸子植物较少, 草本植粉较多; 但从孢粉颜色等特征上比较, 名邛砾石层中孢粉较丹思砾石层中孢粉颜色浅、热变质程度低, 说明沉积时代较晚, 并且认为名邛砾石层属于早更新世晚期—中更新世 ($Q_2^1—Q_3^3$), 丹思砾石层属于中更新世晚期—晚更新世早期 ($Q_2^2—Q_3^1$)。

3 青衣江阶地特征

青衣江流域第四纪地层覆盖广泛, 古青衣江和现代青衣江流域第四纪阶地十分发育, 保存完整, 多数地点保留有 3 级以上的阶地。名山万古场一带有保存较好的三级阶地, 它位于名山—邛崃砾石层中, 为古青衣江阶地。芦山、雅安、洪雅地区阶地特征保存较好, 阶地级数最多可达六级, 它们均为现代青衣江的产物。因此, 可以通过这些阶地来分析研究青衣江流域阶地特征。

3.1 古青衣江阶地

古青衣江阶地位于名山县城北东的万古场乡一带的名邛砾石层中, 是古青衣江流过名山万古场一带形成的 (见图 4), 张倬元等^[35]、李勇^[8]、唐熊等^[18]也认为这里的砾石层是古青衣江冲积而成。此处阶地由于形成时代早, 已风化成岗丘地貌, 但整体保存完整。经过野外实测, 发现共发育三级台地: I 级阶地位于云星村一带, 由堆积型砾石层构成, 海拔 755~760 m (顶部为 760~767 m); II 级台地位于高山坡村附近, 基座砂岩产状为 $282^\circ \angle 10^\circ$, 砾石层厚度约 15 m, 阶地面海拔 810~820 m (顶部多为 810~815 m, 少数为 820 m); III 级台地海拔 860~870 m (顶部为 865 m)。I、II、III 级台地砾石层构成低缓的岗丘地貌。基座为近水平层理的紫红色薄层泥质粉砂岩, 上覆砾石层具有明显的二元结构。砾石成分主要为石英岩、硅质岩、砂岩、花岗岩, 分选较差。各个台地中, 从低级台地至高级台地风化程度依次增强。从磨圆度来看, 各级台地的圆和次圆状砾石都占 81% 以上, 次棱状的砾石含量较少甚至为零, 表明是河流沉积的产物。在万古场乡南侧茶园中见海拔 782~785 m 湖相台地, 台地中有灰白色黏土层, 黏土层中含有炭化木层或炭质土层, 可能对应古湖泊相沉积, 为局部的牛轭湖台地切 T_3 台地形成。

3.2 现今青衣江阶地

经过野外实地观测, 芦山毛家坝一带发育六级阶地 (见图 5), 在青衣江曲流拐弯处现 $T_2—T_5$ 阶地, 此处河床海拔约 667 m。按拔河高度分析, I 级阶地拔河 4~5 m, 海拔 671~672 m; II 级阶地拔河 12~16 m, 海拔 679~683 m; III 级阶地拔河 25~28 m, 海拔 692~695 m; IV 级阶地拔河 35~40 m, 海拔 702~707 m; V 级阶地拔河 62~66 m, 海拔 729~733 m; VI 级阶地拔河 80~90 m, 海拔 747~757 m。I 级为堆积阶地, II—VI 级阶地为基座阶地。阶地基座为紫红色砂岩, 砾石层呈棕灰、棕黄色, 砾石以圆状和极圆状为主, 分选性

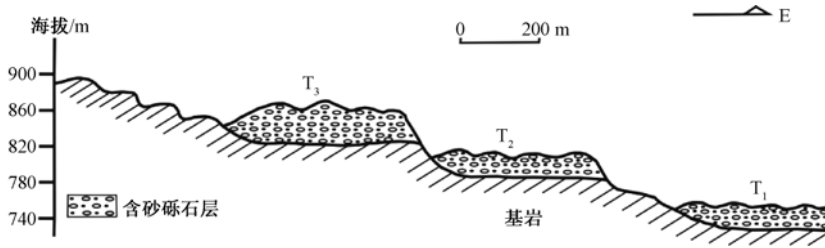


图4 名邛向斜谷地中的古砾石层台地剖面

Fig.4 Old gravel layer platform profile in Mingqiong syncline valley

中等; 砾石直径以 2 ~ 15 cm 为主, 15 ~ 20 cm 次之, 少量 20 ~ 30 cm, 主要成分为花岗岩、闪长岩、石英岩、辉绿岩、火山岩, 其次为砂岩、脉石英, 颗粒支撑, 砂质充填, 在较高阶地砾石层中砾石风化严重。

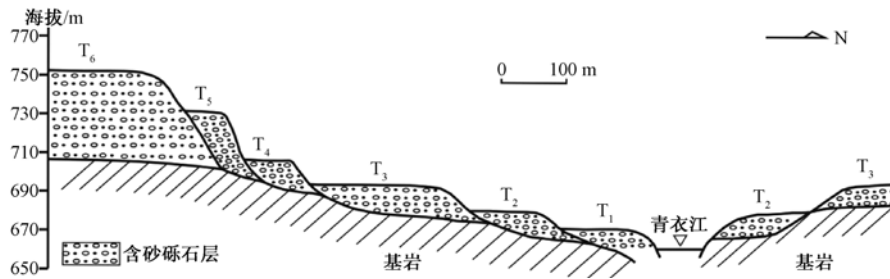


图5 芦山毛家坝青衣江阶地剖面

Fig.5 Terraces profile of Qingyi River at Maojiaba, Lushan

雅安黄泥岗一带发育五级阶地 (见图6), 二元结构明显。在殷家渡口处, 河床水面海拔 600 ~ 602 m。I 级阶地拔河 6 ~ 7 m, 海拔 608 ~ 609 m; II 级阶地拔河 13 ~ 15 m, 海拔 615 ~ 617 m; III 级阶地拔河 30 ~ 32 m, 海拔 630 ~ 634 m; IV 级阶地拔河 56 ~ 60 m, 海拔 658 ~ 662 m; V 级阶地拔河 110 m, 海拔约 712 m。I 级阶地为堆积阶地, 在殷家渡口处见 I 级阶地, 底部有紫红色砂岩出露; II—V 级为基座阶地。砾石层整体呈灰黄色, 分选较差, 砾径大小以 1 ~ 15 cm 为主, 15 ~ 30 cm 次之, 30 ~ 50 cm 少量 (常见紫红色砂岩); 砾石为圆状、次圆状, 砾石的岩性主要为花岗岩、石英岩、闪长岩、辉长岩、砂岩。V 级阶地砾石层中砂岩砾石风化严重, 已松软, 呈褐黄色。

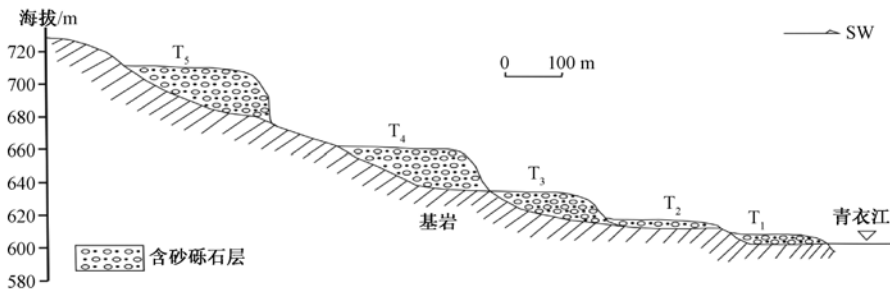


图6 雅安黄泥岗青衣江阶地剖面

Fig.6 Terraces profile of Qingyi River at Huangnigang, Yaan

田家堡一带发育四级阶地（见图7），雅安大坝高出东侧河床23 m、高出西侧河床6 m，指示河床海拔550 m，蓄水高度17 m。Ⅰ级阶地拔河6~8 m，海拔556~558 m，为基座阶地；Ⅱ级阶地拔河15~19 m，海拔565~569 m，为基座-堆积阶地；Ⅲ级阶地拔河40~42 m，海拔590~592 m，为基座阶地；Ⅳ级阶地拔河54~56 m，海拔604~606 m，为基座阶地。基座岩性为E₁₋₂红色砂岩，砾石层为灰色，砾石分选中等；砾径以1~15 cm为主，30~50 cm次之，个别砾石砾径大于50 cm；砾石岩性以花岗岩、闪长岩为主，占60%左右，变质石英砂岩、石英岩、玄武岩、辉石岩、辉长岩等少量，可见片麻状花岗岩和斜长角闪岩。

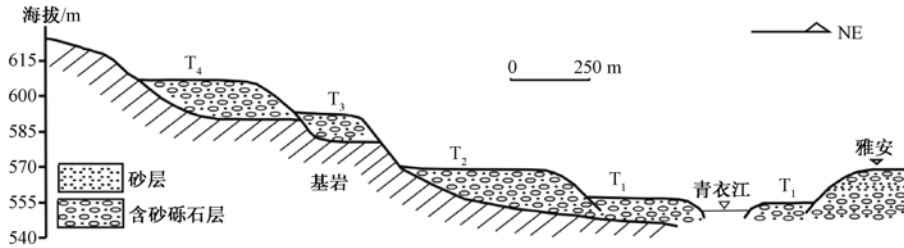


图7 雅安田家堡青衣江阶地剖面

Fig. 7 Terraces profile of Qingyi River at Tianjiabao, Yaan

洪雅阳坪一带共发育六级阶地（见图8），位于青衣江南岸。Ⅰ级阶地位于洪雅青衣江边，是堆积阶地，阶地中砾石为颗粒支撑，砂质填充，呈叠瓦状排列，阶地面含有植物根系的灰黑色亚砂土，海拔450~455 m；Ⅱ—Ⅵ级为基座阶地。基座均为古近系名山组深砖红色中—薄层状钙质粉砂质泥岩。下部为未固结砾石层，上部为灰黄色砂土层，含少量砾石，属于典型的二元结构。砾石成分主要为石英岩、花岗岩、石英砂岩和火山岩；砾石杂基支撑，砂泥质充填，分选性中等，次圆状为主。Ⅱ级阶地抗风化较弱的砂岩以及火山碎屑岩已经半风化，Ⅲ级阶地中抗风化能力弱的砾石被风化的程度较深，Ⅳ级阶地中除了石英岩质砾石外大部分砾石已经风化或半风化，Ⅴ级阶地中除石英岩外大部分砾石已经风化或半风化，Ⅵ级阶地中砾石风化十分严重，大部分砾石风化成砂土，石英岩也半风化，但大部分砾石仍保持其外形。

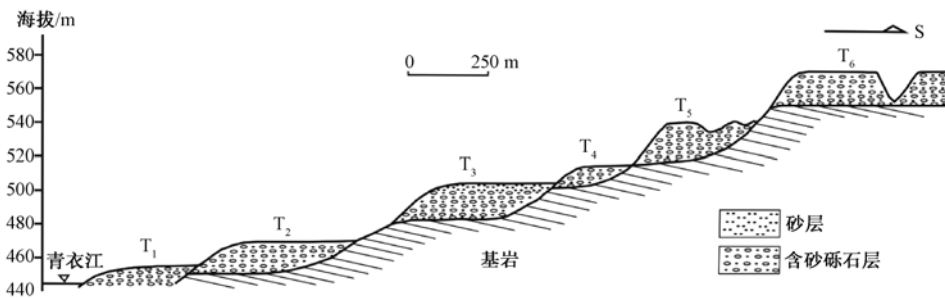


图8 洪雅阳坪一带的青衣江阶地剖面

Fig. 8 Terrace profile of Qingyi River at Yangping, Hongya

基于沉积地层和各阶地海拔高度特征，绘制了青衣江阶地位相图（见图9），图中可以看出阶地在流域内有较好的空间连续性，而且与地貌特征保持较好的一致性。在栗子坪一带出现高阶地，即抬升阶地，未找到与其相对应的上下游阶地，且在上游地区河床坡度极陡，

指示了该段有过显著的抬升。芦山一带阶地数量较多, 指示该区域有较强的活动性, 推测与下伏的芦山地震发震逆断裂的第四纪活动有关。野外实际观察发现, 不同河段相应的阶地沉积物厚度差别不大, 而且河谷的起伏程度以及阶地构造特征很相似。现今青衣江阶地中, I级阶地均为堆积阶地, 其余大多数为基座阶地。青衣江阶地发育的级数总体上不一致。由阶地特征分析可知, 上游灵关镇地区隆升的高度比中下游要高, 更新世晚期之后抬升不明显, 而中下游地区更新世晚期以来有过多次明显抬升。青衣江流域在第四纪时期经历了多次阶段性构造抬升, 但该流域不同时期的地壳隆升速率是不同的, 所以不同时期同一地区抬升的高度也不同, 如 T_3 至 T_2 形成时期田家堡一带的隆升比黄泥岗地区要快; 而且同一时期不同河段的隆升速率也存在差异, 如阳坪一带 T_3 至 T_2 形成时期的隆升速率要高于 T_2 至 T_1 、 T_4 至 T_3 时期。

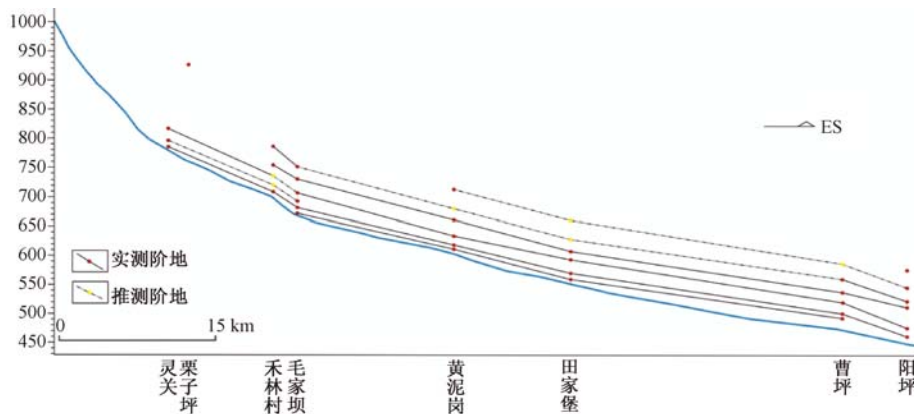


图9 现代青衣江的河流阶地位相图

Fig. 9 River terrace phase diagram of modern Qingyi River

4 老砾石层与阶地的形成时代

本文收集了前人对青衣江流域各级阶地的测年数据(见表3), 前人仅对青衣江中下游地区的河流阶地做过相对系统的研究^[11,14,17~19,36]。由于青衣江曾发生过改道, 但砾石层测年存在误差, 导致区域内的河流阶地序列及其对应年龄的确定存在问题。若古青衣江形成河流阶地的同期现代青衣江河道未发育河流, 则古青衣江阶地年龄应当比改道后的要大; 若古青衣江与改道后位置同期都有河流存在, 古青衣江阶地年龄与改道后形成阶地的年龄应该有一部分相同。

在前人资料中, 名山万古场—草坝阶地存在古青衣江所形成的阶地, 其中I级阶地测年结果为 11 ± 1 ka, 形成于晚更新世, 是现代青衣江支流的阶地; II、III级阶地年龄分别为 110 ± 12 ka、 157 ± 15 ka, 均形成于中更新世; IV级阶地年龄为 791 ± 60 ka, 形成于早更新世。而阳坪的阶地均为现在河流形成, 共发育6级, I级阶地年龄约为5 ka, 形成时代为全新世; II级阶地高出I级阶地20 m, 其年龄为 31 ± 3 ka, 形成于晚更新世; III级阶地高出II级阶地53 m, 年龄为 93 ± 10 ka, 形成时代为晚更新世; IV、V、VI级阶地的年龄分别为 129 ± 14 ka、 149 ± 15 ka、 266 ± 30 ka, 形成的时代均为中更新世。对于新店乡庙子湾—高山坡的名邛砾石层, 崔志强等^[19]的ESR测年范围为 157 ± 5 ka(中更新世晚期, Q_2^3)至

表3 青衣江流域阶地测年
Table 3 Qingyi River terrace dating

地点	资料中地貌单元	拔河/m	海拔/m	测年方法	年龄/ka	资料来源
阳坪	T ₁	3	453	¹⁴ C	5	文献 [18]
	T ₂	23	473	ESR	31 ± 3	
	T ₃	75	525	ESR	93 ± 10	
	T ₄	100	550	ESR	129 ± 14	
	T ₅	125	575	ESR	149 ± 15	
	T ₆	163	613	ESR	266 ± 30	
万古场	T ₁		750	ESR	11 ± 1	
	T ₂		780	ESR	110 ± 12	
	T ₃		805	ESR	157 ± 15	
	T ₄		890	ESR	791 ± 60	
草坝—万古场	T ₁	2	576	ESR	11 ± 1	文献 [11]
	T ₂	107	681	ESR	110 ± 12	
	T ₃	232	806	ESR	157 ± 15	
	T ₄	332	906	ESR	791 ± 60	
洪雅县城南阳坪	T ₁	3	453	¹⁴ C	5	
	T ₂	75	525	ESR	93 ± 10	
	T ₃	125	575	ESR	149 ± 15	
新店庙子湾—高山坡	T ₃		520 ~ 650	ESR	157 ± 5	文献 [19]
	T ₄		750	ESR	382 ± 5	
	T ₅		830	ESR	719 ± 10	
丹棱县唐河乡	T ₂		440	ESR	102 ± 5	文献 [19]
	T ₃		490 ~ 500	ESR	143 ± 5	
	T ₄		525	ESR	213 ± 5	
大兴场	T ₂			ESR	20 ± 2	
	T ₃			ESR	85 ± 5	
万古—建山	T ₅			ESR	479 ± 10	
新店高山坡、庙子湾	T ₂			ESR	110 ± 5	文献 [14]
	T ₃			ESR	157 ± 5	
	T ₄			ESR	182 ± 5	
丹棱唐河乡高大地	T ₁			ESR	31	
	T ₂			ESR	57	
	T ₃			ESR	93	

719 ± 10 ka (中更新世早期, Q₂¹), 而陈杰等^[14]的测年范围为中更新世晚期; 对于丹棱县唐河乡高大地丹思砾石层, 崔志强等^[19]的 ESR 测年结果为 102 ± 5 ka (中更新世晚期, Q₃³) 至 213 ± 5 ka (中更新世中期, Q₂²), 陈杰等^[14]的 ESR 测年结果为晚更新世; 大兴场雅安砾石层的 ESR 测年范围为 20 ± 2 ka (晚更新世晚期, Q₃³) 至 85 ± 5 ka (晚更新世早期, Q₃¹)。表明了两套砾石层形成的时代是不一致的, 整体上名邛砾石层形成的时代更早。但青衣江河流测年数据相对较少, 存在局限性; 而且测年方法相对单一, 没有其他可靠的测年方法加以辅证, 加之古青衣江形成阶地的划分标准及结果存在不一致, 导致其测年结果以及阶地级数的确定存在很大的争议和矛盾。

5 讨论

通过对研究区遥感数据 (见图 10)、DEM 数据的分析并结合前人资料的梳理总结, 更

新世以来砾石层的平面堆积形态呈扇状或“舌”状, 河流冲沟发育, 地表不完整, 砾石层构成了多级地貌阶地形态以及宽达上千米的古河道遗迹, 为典型的河流冲积型地貌。前人对该区域内更新世以来砾石层的划分及命名上尚不统一, 经过野外查证后, 本文根据砾石层出露的位置、沉积特征以及相对年龄等对研究区内更新世以来的砾石层重新进行了划分, 共分为3套砾石层, 分别为名邛砾石层、丹思砾石层和沿现今河道阶地发育的砾石层。名邛砾石层分布于熊坡背斜的西北侧, 名山—蒲江—邛崃一带, 经风化剥蚀后构成大片台地地貌; 丹思砾石层沿熊坡背斜东南侧展布, 分布于丹棱—思濛—眉山一带, 构成区域性阶地地貌; 沿现今河道发育的砾石层构成了青衣江两岸附近保存程度不同的阶地地貌。从砾石层的沉积特征、砾石成分特征、风化特征、形态参数特征等方面进行综合分析后发现, 名邛砾石层、丹思砾石层均存在多个向上变细的沉积旋回, 且具有明显的二元结构特征, 研究区内砾石层应该是河流搬运的砾石形成, 物源区最可能来自龙门山南段的杂岩带区; 3套砾石层为青衣江在不同地点、不同时期的沉积物, 并且认为与沉积物密切相关的水系便是青衣江。

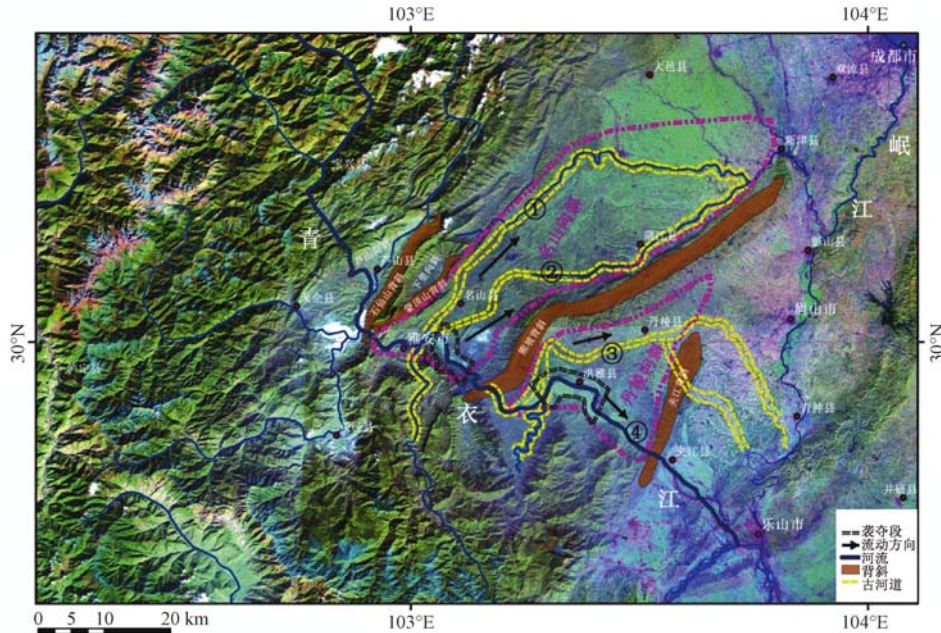


图 10 青衣江流域和部分古河道

Fig. 10 Qingyi River basin and part of the ancient river

虽然从分布在青衣江流域的名山—邛崃砾石层和丹棱—思濛砾石层特征来看, 砾石层是水流作用形成的, 但是砾石层中砾石的来源前人却未给出充分确凿的证据。整体上砾石层中砾石来源于岩浆岩、侵入岩、变质岩大面积出露区。流域内主要的杂岩体主要有宝兴河上游的宝兴杂岩体、天全河上游的紫石关杂岩体以及荥经河上游的汉源杂岩, 崔志强等^[19]认为青衣江的物源区是上游的宝兴杂岩区和紫石关杂岩区。但是这三部分杂岩体中岩石成分组合相近, 仅通过岩性统计作对比来判定物源区是不充分的。分布在青衣江上游以及西侧的杂岩带均可能作为青衣江的物源区, 不能单纯地认为青衣江的物源区只有上游的宝兴杂岩区和紫石关杂岩区。前人将砾石层形成的时代判定为更新世, 崔志强等^[19]将高山坡阶地砾石层判定为中更新世早期—中更新世晚期, 丹棱县阶地砾石层判定为中更新世中期—中更新世晚期; 而陈杰等^[14]将万古—建山一带砾石层划分为中更新世中期, 新店乡高山坡、庙子湾砾

石层判定为中更新世晚期,丹棱县唐河乡砾石层判定为晚更新世。两套砾石层可能存在年龄差异,也有可能形成时代一致,由于测年方法单一,无其他测年方法佐证,且 ESR 的测年不稳定,数据不可靠,前人对不同砾石层的年龄以及每级阶地的具体年龄还不能完全确定。本文经过野外实地勘查,从现青衣江河流阶地发育情况可以看出,现今发育的青衣江阶地是连续可对比的,说明褶皱变动形成时间较早;并且从遥感图(见图 10)可以看出青衣江存在多条古河道,且现今青衣江的河道切穿了熊坡背斜以及夹江背斜,表明青衣江受到区域内构造活动的控制。由于分水岭不高,青衣江河道的变化很有可能是由于先成河在不同时期袭夺引起的。因熊坡背斜南西端地势明显高于北东端,褶皱往北东方向寝没,南西部抬升高,北东部抬升弱,如果引起河流整体改道,河流不可能穿过南西部背斜区;加之熊坡背斜隆起的起始时限没有确凿的证据,上覆的第四纪地层存在局部变形,只能说明熊坡背斜在第四纪时期有过活动,但是现在地貌形态基本格局的形成时间应该早于第四纪,所以由于第四纪时期背斜继续隆起活动导致古青衣江整体偏移改道的可能性较小。

由于该地区水系受龙门山南段断裂所控制,而龙门山又是位于青藏高原东南缘边界的山脉,因此青藏高原的隆升直接影响龙门山造山带的演化。随着龙门山断裂不断向盆地内逆冲,前陆盆地边缘将向东移动,沉降中心也继续东移,洪积扇向东推进。名邛砾石层和丹思砾石层均为古青衣江的产物,与现今青衣江发育的阶地以及砾石层对比,迄今为止在形成过程中它们都经历了多次较强的地壳隆升,发育在现代洪积扇的青衣江受右旋走滑作用的影响,名邛台地以及台地东南缘的雅安部分地区还可能进一步隆升,青衣江水系的下切作用将会逐渐增强,向山谷型水系特征演变。

总结前人的年代学研究资料,结合遥感、野外地貌和沉积物特征分析,认为形成青衣江阶地的主要因素是在该区域阶段性的构造隆升,阶地序列较好地指示了龙门断裂带南部地区地面抬升历史,进而推断青衣江的水系改道存在另一种可能性,即由于逆冲断层活动,导致区域背斜局部不断构造运动隆升,为河流的溯源侵蚀加强提供了条件,先成河在隆升区溯源侵蚀到发育在顺向斜谷底位置的古青衣江,在第四纪之前经过多次袭夺古青衣江而形成了现今穿过多个背斜的横向河,最终整体上由原来的纵向水系演化成现今的横向水系,并分别形成了古河道①,②,③(见图 10)。

本文新提出的青衣江通过袭夺实现河道变迁的可能过程可初步归纳为 4 个阶段:

第一期:至少是在第四纪或上新世之前,青衣江古河道可能是经雅安、名山,沿万古向北东到复兴场转弯向东经五星、永兴镇,在新津流入岷江,即古河道①位置。

第二期:受龙门山构造带分支逆断层活动的影响,熊坡背斜进一步隆起,区域抬升导致在古河道②位置发育的河流(即经石碑水库、双河乡、长滩水库,沿熊坡背斜顺北东向在新津汇入岷江)不断溯源侵蚀,侵蚀到古青衣江河道①,由于地势较古河道①低,所以古青衣江被袭夺改道,向南偏移,形成经过蒲江、五星,在新津汇入岷江的古河道②。

第三期:在持续的地壳抬升作用下,名邛砾石层抬升形成台地,发育在古河道③位置的分支河流(于丹棱分岔,一支流经龙兴、思濛,在青神汇入岷江,另一支流则经高河坎、罗坝,在汉阳镇汇入岷江)沿北西方向溯源侵蚀,不断下切熊坡背斜,并袭夺了古青衣江,形成古河道③。

第四期:由于现河道下游位置(即流经洪雅、夹江等地,在乐山与岷江汇入大渡河一段位置)发育的河流袭夺了发育在古河道③位置的古青衣江,最终形成了现今横穿龙门山西南部地区褶皱构造的横向河为特征的青衣江河流基本形态。

青衣江流域河流变迁整体模式是发育在向斜谷地的纵向河流被发育在背斜位置的横向河流袭夺(见图11)。发育在背斜位置的横向河流早已穿过背斜顶部, 由于下伏逆断层的继续活动, 导致背斜区域持续隆升; 而局部的隆升使得横向河流下蚀作用加强, 加剧了横向河的溯源侵蚀, 最终导致横向河流袭夺发育在顺向斜谷地发育的纵向河; 又由于龙门山地区高程是梯级降低的, 最终被袭夺的纵向河成为断头河, 区域河流格局由原来以沿向斜谷地发育的纵向河为主转变为以横穿褶皱构造的横向河为主, 并在穿过背斜位置形成深切峡谷地貌而在穿越向斜部位继承了之前的宽谷地貌。

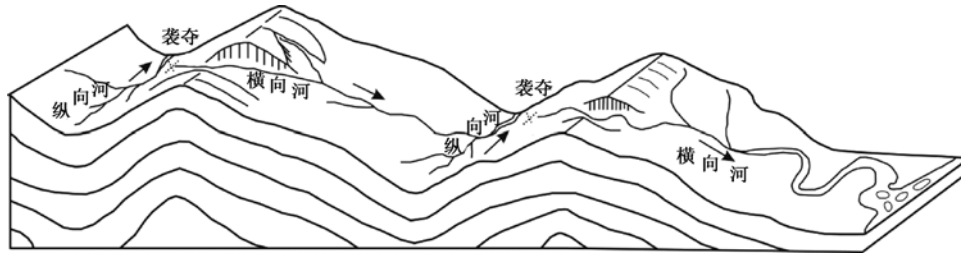


图11 推测的青衣江流域河流袭夺模式图

Fig. 11 A speculative capture mode sketch of Qingyi River basin

6 结论

对青衣江流域古冲积砾石层和现今青衣江河流阶地的调查研究结果表明, 青衣江在发育过程中存在明显的河流改道和重组过程, 而沿现今青衣江干流的第四纪阶地是连续可对比的, 表明青衣江改道应发生在第四纪或上新世之前, 而第四纪期间主要是伴随区域气候-构造过程导致青衣江下切而形成连续阶地的过程。

青衣江干流的河流阶地位相图显示, 芦山西侧阶地具有构造抬升阶地特征, 在栗子坪存在高阶地, 而附近流域尚未发现可对比的阶地, 这可能与导致芦山地震的盲逆冲断裂活动有关。

由于古青衣江受到背斜继续隆起活动导致古青衣江整体偏移改道的可能性较小, 推测是横向河多次袭夺发育在向斜谷地的纵向河而导致的。

参 考 文 献

- [1] 赵秋晨, 张绪教, 何泽新, 等. 六盘山东麓泾河上游河流阶地的形成年代及新构造运动意义 [J]. 现代地质, 2014, 28 (6): 1202 ~ 1212.
ZHAO Qiu-chen, ZHANGXun-jiao, HE Ze-xin, et al. Age of upper Jinghe River terrace at the Eastern Piedmont of Liupanshan and its significance for Neotectonic movement [J]. Geoscience, 2014, 28 (6): 1202 ~ 1212.
- [2] 潘家伟, 李海兵, 孙知明, 等. 青藏高原西北部晚第四纪以来的隆升作用——来自西昆仑阿什库勒多级河流阶地的证据 [J]. 岩石学报, 2013, 29 (6): 2199 ~ 2210.
PAN Jia-wei, LI Hai-bing, SUN Zhi-ming, et al. Late Quaternary uplift of the northwestern Tibetan Plateau: Evidences from river terraces in the Ashikule area, West Kunlun Mountain [J]. Acta Petrologica Sinica, 2013, 29 (6): 2199 ~ 2210.
- [3] 吴忱. 华北山地的水系变迁与新构造运动 [J]. 华北地震科学, 2001, 19 (4): 1 ~ 6.
WU Chen. Changes of river system and new tectonic movement in north China mountainous area [J]. North China Earthquake Sciences, 2001, 19 (4): 1 ~ 6.

- [4] Jean-Philippe A, Paul T. Kinematic model of active deformation in Central-Asia [J]. *Geophysical Research Letters*, 1993, 20 (10): 895~898.
- [5] England P, Molnar P. Right-lateral shear and rotation as the explanation for strike-slip faulting in eastern Tibet [J]. *Nature*, 1990, 6262: 140.
- [6] 陈旭, 陈兴海, 雷通文. 成都盆地西缘第四纪砾石层成因及其工程特性研究 [J]. *路基工程*, 2012, (5): 32~35.
CHEN Xu, CHEN Xing-hai, LEI Tong-wen. Study on Genesis and Engineering Characteristics of Quarternary Gravel Bed at the Western Edge of Chengdu Basin [J]. *Subgrade Engineering*, 2012, (5): 32~35.
- [7] 黎兵, 李勇, 张开均, 等. 青藏高原东缘晚新生代大邑砾岩的物源分析与水系变迁 [J]. *第四纪研究*, 2007, 27 (1): 64~73.
LI Bing, LI Yong, ZHANG Kai-jun et al. Provenance of the Siliciclastic rocks of the late Cenozoic DAYI formation and drainage change at eastern margin of the tibetanplateau [J]. *Quaternary Sciences*, 2007, 27 (1): 64~73.
- [8] 李勇, 黎兵, Steffen D, 等. 青藏高原东缘晚新生代成都盆地物源分析与水系演化 [J]. *沉积学报*, 2006, 24 (3): 309~320.
LI Yong, LI Bing, Steffen D, et al. Provenance Analysis and Drainage Evolution in Late Cenozoic Chengdu Basin on Eastern Margin of Tibetan Plateau [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2006, 24 (3): 309~320.
- [9] 郑勇, 孔屏. 四川盆地西缘晚新生代大邑砾岩的物源及其成因: 来自重矿物和孢粉的证据 [J]. *岩石学报*, 2013, 29 (8): 2949~2958.
ZHEN Yong, KONG Ping. Provenance and origin of the Late Cenozoic Dayi conglomerates in the western margin of the Sichuan Basin: New insights from heavy mineral and spore-pollen assemblages [J]. *Acta Petrologica Sinica*. 2013, 29 (8): 2949~2958.
- [10] 梁明剑, 郭红梅, 李大虎, 等. 2013年四川芦山7.0级地震发震构造机理及青衣江上游流域地貌的响应 [J]. *地学前缘*, 2013, 20 (6): 21~28.
LIANG Ming-jian, GUO Hong-mei, LI Da-hu, et al. The seismogenic tectonic mechanism of the Lushan Ms 7.0 earthquake and the geomorphological response of the upstream drainage of Qingyijiang river, in 2013, Sichuan, China [J]. *Earth Science Frontiers*, 2013, 20 (6): 21~28.
- [11] 袁俊杰, 陶晓风. 四川名山——丹棱地区青衣江流域的砾石层特征及水系演化 [J]. *四川地质学报*, 2008, 28 (1): 6~12.
YUAN Jun-jie, TAO Xiao-feng. The features of gravel bed and drainage evolution in the Qingyi River valley in the Mingshan-Danling region, Sichuan [J]. *Acta Geologica Sichuan*, 2008, 28 (1): 6~12.
- [12] 莫雄, 赵兵. 四川名山建山大邑砾岩沉积特征及地层时代 [J]. *沉积与特提斯地质*, 2010, 30 (4): 72~78.
MO Xiong, ZHAO Bing. Sedimentary characteristics and stratigraphic ages of the Dayi conglomerates in Mingshan, Sichuan [J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 2010, 30 (4): 72~78.
- [13] 许仲路, 李代钧, 刘亚平. 再论雅安层的成因 [J]. *成都理工大学学报: 自然科学版*, 1980, (2): 62~79.
XU Zhong-lu, LI Dai-jun, LIU Ya-ping. Discuss the causes of Yaan layer again [J]. *Journal of Chengdu University of Technology: Science & Technology Edition*, 1980, (2): 62~79.
- [14] 陈杰, 李佑国, 崔志强, 等. 成都盆地南缘与新构造运动有关的河道演变及其对沉积作用影响初步探讨 [J]. *资源调查与环境*, 2008, 29 (1): 18~23.
CHEN Jie, LI You-guo, CUI Zhi-qiang, et al. Stream channel transition related to neotectonic movement and its influence upon sedimentation in the south of ChenduBasin [J]. *Resources Survey & Environment*, 2008, 29 (1): 18~23.
- [15] 贾营营, 付碧宏, 王岩, 等. 青藏高原东缘龙门山断裂带晚新生代构造地貌生长及水系响应 [J]. *第四纪研究*, 2010, 30 (4): 825~836.
JIA Ying-ying, FU Bi-hong, WANG Yan, et al. Late Cenozoic tectono-geomorphic growth and drainage response in the Longmenshan fault zone, East margin of Tibet [J]. *Quaternary Sciences*, 2010, 30 (4): 825~836.
- [16] 王刚, 陶晓风, 伊海生, 等. 四川盆地西南缘雅安-名山地区青衣江古河道的变迁及蒙顶山背斜的隆起 [J]. *第四纪研究*, 2010, 30 (4): 779~790.
WANG Gng, TAO Xiao-feng, YI Hai-sheng, et al. Change of the Paleo-Qingyijiang River the rise of the Mengdingshan anticline on the southwest margin of the Sichuan Basin [J]. *Quaternary Sciences*, 2010, 30 (4): 779~790.
- [17] 刘韶, 张世民, 丁锐, 等. 青衣江中游晚第四纪河流阶地构造变形特征与芦山地震成因分析 [J]. *地壳构造与地壳应力文集*, 2014, 26: 35~49.
LIU Shao, ZHANG Shi-min, DING Rui, et al. The tectonic deformation characteristics of river terrace in the middle reach

- of Qingyijiang River during Late Quaternary and cause analysis of Lushan earthquake [J]. The Paper Collection of Crustal Tectonics and Crustal Stress, 2014, 26: 35 ~ 49.
- [18] 唐熊, 陶晓风. 雅安地区青衣江流域第四纪阶地特征分析 [J]. 沉积学报, 2009, 27 (1): 137 ~ 141.
TANG Xiong, TAO Xiao-feng. Analysis on characteristics of Qingyi River Quaternary terrace in Yaan area [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2009, 27 (1): 137 ~ 141.
- [19] 崔志强, 刘登忠, 孟庆敏. 川西凹陷地区更新统砾石层沉积成因探讨 [J]. 中国地质, 2009, 36 (5): 1065 ~ 1078.
CUI Zhi-qiang, LIU Deng-zhong, MEN Qing-min. The origin of the Pleistocene gravel in western Sichuan depression [J]. Geology in China, 2009, 36 (5): 1065 ~ 1078.
- [20] Liu S, Zhang S, Ding R, et al. Upper crustal folding of the 2013 Lushan earthquake area in southern Longmen Shan, China, insights from Late Quaternary fluvial terraces [J]. Tectonophysics, 2015, 639 (3): 99 ~ 108.
- [21] 梁明剑, 李大虎, 郭红梅, 等. 成都盆地南缘第四纪构造变形及地貌响应特征 [J]. 地震工程学报, 2014, 36 (1): 98 ~ 106.
LIANG Ming-jian, LI Da-hu, GUO Hong-mei, et al. Quaternary tectonic deformation and geomorphologic response characteristics in the southern margin of Chengdu Basin [J]. China Earthquake Engineering Journal, 2014, 36 (1): 98 ~ 106.
- [22] 梁朋, 田勤俭, 苏鹏, 等. 利用 DEM 技术自动提取龙门山南段青衣江阶地地面的研究 [J]. 震灾防御技术, 2015, 10 (2): 240 ~ 252.
LIANG Peng, TIAN Qin-jian, SU Peng, et al. An automated method to extract fluvial terraces of Qingyi River on the southern Longmenshan [J]. Technology for Earthquake Disaster Prevention, 2015, 10 (2): 240 ~ 252.
- [23] 刘兴诗. 四川盆地晚第四系的划分 [J]. 成都理工大学学报: 自然科学版, 1981 (4): 58 ~ 60.
LIU Xing-shi. The division of sichuan basin in the late quaternary [J]. Journal of Chengdu University of Technology: Science & Technology Edition, 1981, (4): 58 ~ 60.
- [24] 李勇, 周荣军, Densmore, 等. 青藏高原东缘龙门山晚新生代走滑挤压作用的沉积响应 [J]. 沉积学报, 2006, 24 (2): 153 ~ 164.
LI Yong, ZHOU Rong-jun, Densmore, et al. Sedimentary responses to Late Cenozoic thrusting and strike-slipping of Longmenshan along eastern margin of Tibetan Plateau [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2006, 24 (2): 153 ~ 164.
- [25] 王凤林, 李勇, 李永昭, 等. 成都盆地新生代大邑砾岩的沉积特征 [J]. 成都理工大学学报: 自然科学版, 2003, 30 (2): 139 ~ 146.
WANG Feng-lin, LI Yong, LI Yong-zhao, et al. Sedimentary characteristics of the Cenozoic Dayi conglomerate in Chengdu Basin [J]. Journal of Chengdu University of Technology: Science & Technology Edition, 2003, 30 (2): 139 ~ 146.
- [26] 尹功明, 林敏. 沉积物电子自旋共振测年现状 [J]. 核技术, 2005, 28 (5): 399 ~ 402.
YI Gong-ming, LIN Min. Present status of ESR dating of sediments [J]. Nuclear Techniques, 2005, 28 (5): 399 ~ 402.
- [27] Rainer Grün, 尹功明. 电子自旋共振测年的前景和问题 [J]. 地震地质译丛, 1994, (4): 8 ~ 19.
Rainer Grün YI Gong-ming. Prospects and problems of electron spin resonance dating [J]. Collection of Seismology and Geology Translation, 1994, (4): 8 ~ 19.
- [28] 张显林. 青衣江中上游流域水文特征 [J]. 四川水力发电, 1991, (1): 39 ~ 42.
ZHANG Xian-lin. Qingyi River upstream watershed hydrological characteristics [J]. Sichuan Water Power, 1991, (1): 39 ~ 42.
- [29] 曾允孚, 李勇. 龙门山前陆盆地形成与演化 [J]. 矿物岩石, 1995, (1): 40 ~ 49.
ZENG Yun-fu, LI Yong. The formation and evolution of Longmen mountains foreland basin [J]. Mineral Petrol, 1995, (1): 40 ~ 49.
- [30] 李勇, 曾允孚. 龙门山逆冲推覆作用的地层标识 [J]. 成都理工学院学报, 1995, (2): 1 ~ 10.
LI Yong, ZENG Yun-fu. Stratigraphic signatures to thrusting of the Longmen mountain thrust belt [J]. Journal of Chengdu Institute Of Technology, 1995, (2): 1 ~ 10.
- [31] 李勇, 周荣军, Densmore A L, 等. 青藏高原东缘龙门山晚新生代走滑-逆冲作用的地貌标志 [J]. 第四纪研究, 2006, 26 (1): 40 ~ 51.
LI Yong, ZHOU Rong-jun, Densmore A L, et al. Geomorphologic evidence for the Late Cenozoic strike-slipping and thrusting in Longmen Mountain at the Eastern margin of the Tibetan Plateau [J]. Quaternary Sciences, 2006, 26 (1): 40 ~ 51.
- [32] 李智武, 刘树根, 陈洪德, 等. 龙门山冲断带分段-分带性构造格局及其差异变形特征 [J]. 成都理工大学学报: 自然科学版, 2008, 35 (4): 440 ~ 454.

- LI Zhi-wu, LIU Shu-gen, CHEN Hong-de, et al. Structural segmentation and zonation and differential deformation across and along the Longmen thrust belt, West Sichuan, China [J]. Journal of Chengdu University of Technology: Science & Technology Edition, 2008, 35 (4): 440~454.
- [33] Kirby E, Reiners P W, Krol M A, et al. Late Cenozoic evolution of the eastern margin of the Tibetan Plateau: Inferences from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U-Th)/He thermochronology [J]. Physical Review B, 2013, 89 (2): 170~178.
- [34] 谭锡斌. 龙门山推覆构造带新生代热演化历史研究及其对青藏高原东缘隆升机制的约束 [J]. 国际地震动态, 2013, (10): 44~46.
- TAN Xi-bin. Cenozoic thermal history of the Longmenshan thrust belt: Implication for the uplift mechanism in the eastern margin of the Tibetan plateau [J]. Recent Developments in World Seismology, 2013, (10): 44~46.
- [35] 张倬元, 陈叙伦, 刘世青, 等. 丹棱-思濠砾石层成因与时代 [J]. 山地学报, 2000, 18 (Z1): 8~16.
- ZHANG Zhuo-yuan, CHEN Xu-lun, LIU Shi-qing, et al. Origin and geological age of the Danling-Simeng gravel bed [J]. Journal of Mountain Science, 2000, 18 (Z1): 8~16.
- [36] 苏鹏. 龙门山断裂带南段阶地变形定量研究 [D]. 北京: 中国地震局地震预测研究所, 2015.
- SU Peng. Quantitatively study the deformation of river terraces above Qingyijiang River in the southern segment of the Longmenshan fault zone [D]. Beijing: Institute of Earthquake Science, CEA, 2015.

THE ORIGIN AND EVOLUTION OF QINGYI RIVER'S DEPOSITS AND TERRACES IN WEST SICHUAN, CHINA

WANG Ji-long^{1,2}, WU Zhong-hai^{2,3}, SUN Yu-jun², XU Hao²,
ZHOU Chun-jing², MA Xiao-xue^{2,4}

(1. College of Earth Science and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China;

2. Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100081, China;

3. Key Laboratory of Neotectonic Movement and Geohazard, Ministry of Land and Resources, Beijing 100081, China;

4. College of Resource Environment and Tourism, Capital Normal University, Beijing 100048, China)

Abstract: Based on the analysis of previous research results, we analysed and summarized the gravel composition, gravel particle size and gravel direction of Mingshan-Qionglai and Danling-Simeng gravel layers related to ancient Qingyi River diversion in southwest of Longmenshan. Moreover, we discussed the characteristics of provenance region, origin and formation of the gravel layer. Combining with the latest survey and measurements to trunk stream terrace of Qingyi River, the distribution, height, structure and age of the terrace were sorted and summarized. We also used the satellite remote sensing image and Digital Elevation Model (DEM) to extract tectonic geomorphology and water features, finding that the terrain of Qingyi River basin descends in a cascade manner, the fold passed through it should be earlier than the Quaternary, the terraces of Qingyi River formed in Quaternary can be continuously contrasted, the terrace in Baoxing-Lushan section ever uplifted, that may be caused by the underlying thrust fault. Based on the characteristics of Qingyi River terraces, we made a comprehensive analysis on the system evolution, then put forward that the diversion of the river is caused by the multiple captures of the river, the local uplift at the southwest segment of Longmenshan caused by the blind thrust fault has created good structure conditions.

Key words: Qingyi River; river terraces, river capture; neotectonics; blind thrust fault