

文章编号: 1000-0550(2006) 03-0309-12

青藏高原东缘晚新生代成都盆地物源分析与水系演化

李 勇¹ 黎 兵¹ Steffen D² Densmore A L² Richardson N J²
周荣军³ Ellis M A⁴ 张 毅¹

(1 成都理工大学油气藏地质及开发工程国家重点实验室 成都 610059

2 Institute of Geology, Department of Earth Sciences, ETH Zentrum, CH-8092 Zurich, Switzerland

3. 四川省地震局工程地震研究院 成都 610041

4 Center for Earthquake Research and Information, University of Memphis, 3890 Central Avenue, Memphis, TN 38152, USA)

摘 要 成都盆地位于青藏高原东缘, 夹于龙门山与龙泉山之间, 盆地中充填了 3.6 Ma 以来的大邑砾岩、雅安砾石层和晚更新世—全新世砾石层, 其物源均来源于盆地西侧的龙门山, 具横向水系和单向充填的特征。本次以物源区分析作为切入点, 以岷江和青衣江水系为重点, 采用砾岩成分分析、砂岩岩屑成分分析、重矿物分析和砾石的地球化学分析等基本方法, 开展青藏高原东缘晚新生代以来的古水系重建工作, 研究结果表明, 成都盆地主要有两个物源区, 其中成都盆地北部的都江堰街子场、崇州白塔山、大邑白岩沟、大邑氮肥厂、彭州丁家湾、彭州葛仙山等剖面中的砾石层在碎屑成分、重矿物和花岗岩砾石的地球化学成分等方面相似, 应为古岷江的产物, 而其与现代岷江在砾岩成分和重矿物特征等方面的差异性则表明古岷江可能存在改道的现象; 成都盆地南部的庙坡剖面和熊坡东剖面中的砾石层在碎屑成分、重矿物和花岗岩砾石的地球化学成分等方面相似, 应为古青衣江的产物, 但其流向却与现代青衣江的流向不同, 表明熊坡背斜是在大邑砾岩沉积之后隆起的, 它的隆起迫使古青衣江改道。

关键词 物源分析 水系演化 晚新生代 成都盆地 龙门山 青藏高原东缘

第一作者简介 李勇 男 1963 年出生 博士 教授 博士生导师 沉积盆地与造山带

中图分类号 P512.2 **文献标识码** A

1 引言

青藏高原及周缘山脉的隆升对亚洲地貌、气候、生态环境和大型水系等方面具有巨大的影响, 而且已成为当前国际上研究的热点问题。近年来, 一些学者对青藏高原南缘的喜马拉雅山地区的剥蚀作用、水系类型和物质传输开展了研究, 结果表明水系模式控制了侵蚀作用的空间分布、沉积物传输和扩散以及盆地的沉积作用, 是控制山脉表面剥蚀作用最为重要的因素。因此只有真正地认识了以水蚀作用为主的剥蚀作用的自然规律, 才能精确地刻画山脉的剥蚀速率及其与隆升速率之间的关系, 该方向已成为当前沉积学研究中最为前沿的研究方向之一, 同时也引发了人们对山区河流演变和动力学研究的兴趣, 使评价水系剥蚀作用在成山过程中的影响也成为当前地貌学界研究的焦点问题之一。

长期以来, 青藏高原东缘是国际地学界争论的焦点地区, 也是研究青藏高原隆升与变形过程的理想地

区, 其原因在于该地区地质过程仍处于活动状态, 变形显著, 露头极好, 地貌和水系是青藏高原碰撞作用和隆升过程的地质纪录, 因此对该地区新生代构造作用与地貌和水系响应的研究, 不仅可验证 Tapponnier 等人向东挤出模式^[1]和 England 等人的右旋剪切模式^[2], 而且可能提出新的模式。目前急需定量化的数据来检验和约束这些模式, 真实地理解青藏高原及东缘地区的地球动力学过程及其对地貌和水系等的控制作用。但迄今为止我们对龙门山晚新生代水系演化与地貌响应的动力学过程并不清楚或知之甚少, 而这些资料却是认识龙门山地貌和水系演化的关键。

李勇等^[3]曾对龙门山逆冲推覆作用的沉积响应模式做过研究, 认为龙门山是成都盆地沉积的主要物源区, 成都盆地沉积物碎屑成分能够反映龙门山冲断带的物质构成。Burchfiel 等^[4]认为晚新生代龙门山强烈构造活动期间, 成都盆地没有经历大的构造沉降, 因而没有为地层的沉积提供足够的可容性空间, 使晚新生代河流搬运的大量碎屑物质绕过成都盆地,

首次认识到盆地类型与水系发育之间的内在关系。但就水系、地貌与构造作用、剥蚀作用之间的相互关系而言,则有两种截然不同认识。Kibby^[5,6]在对青藏高原河流特征的研究中,提出青藏高原东缘的地貌特征主要受构造活动的控制,并通过⁴⁰Ar/³⁹Ar法和 U-Th法研究了青藏高原东缘新生代的地貌演化。李勇等^[7,8]通过河流阶地的研究,发现龙门山地区的地表隆升主要受剥蚀作用的控制,而现代地貌特征是构造隆升和剥蚀作用的产物。

针对目前对青藏高原边缘古水系的研究现状,考虑到龙门山山前地区在晚新生代时期以近物源区的碎屑岩为主,本研究以物源区分析作为切入点,以岷江和青衣江水系为重点,开展青藏高原东缘晚新生代以来的古水系重建工作,研究古水系演化与地貌演化之间的相互关系。

2 区域地质背景

青藏高原东缘是中国西部地质、地貌、气候的陡变带和最重要的生态屏障,也是当前国际地质学界争论的焦点地区^[11-20]。在区域地质构造上,该区自西向东由川藏块体、龙门山构造带和四川盆地等三个构造单元构成了一个彼此有成因联系的构造系统。在地貌上,该区自西向东由三个地貌单元构成(图 1),即:青藏高原地貌区、龙门山高山地貌区和山前冲积平原区(成都盆地),是中国西部最重要的生态屏障之一。

其中龙门山是青藏高原东缘边界山脉,位于青藏高原和四川盆地之间,处于中国西部地质、地貌、气候的陡变带,前接成都平原,后邻青藏高原,它北起广元,南至天全,长约 500 km,宽约 30 km,呈北东—南西向展布,北东与大巴山相交,南西被鲜水河断裂相截。活动构造研究结果表明,晚新生代龙门山以北北东向的右行剪切为特征,以走滑作用为主,并伴随少量的逆冲分量^[15,16]。

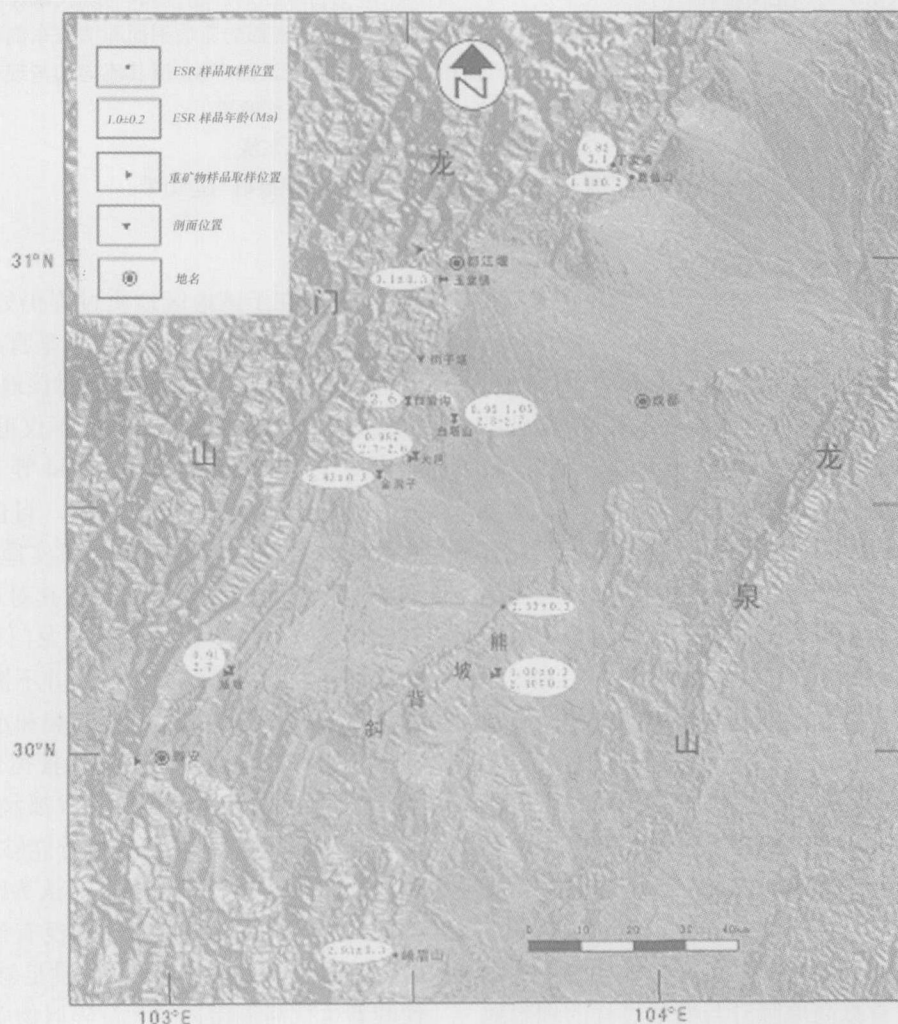


图 1 成都盆地数字地貌图及样品分布图 (据李勇等, 2005)

Fig. 1 The digital geomorphological map of Chengdu Basin and distribution of samples

成都盆地位于青藏高原东缘, 西以龙门山为界, 东以龙泉山为界(图 1), 呈“两山夹一盆”构造格局, 并显示为狭窄的线性盆地(图 1)。该盆地的长轴方向为北东—南西向($\text{NNE}30^{\circ}-40^{\circ}$), 平行于龙门山断裂, 长度为 180~210 km; 盆地的短轴方向为北西—南东向, 垂直于龙门山断裂, 宽度约为 50~60 km, 盆地的西部已卷入龙门山造山带^[3]。盆地基底断裂和沉积厚度的时空展布特点表明, 在成都盆地的短轴方向, 盆地具明显的不对称性结构, 宏观上表现为西部边缘陡, 东部边缘缓, 沉积基底面整体向西呈阶梯状倾斜, 表明盆地的挤压方向垂直于龙门山主断裂方向, 属走滑挤压盆地, 其充填实体为晚新生代半固结—松散堆积物, 并与下覆地层呈角度不整合接触关系, 界面上存在厚约 10 cm 的“古风化壳”, 分布十分稳定, 并被钻孔资料所证实^[9]。从而表明晚新生成都盆地形成之前, 该地区曾出现一个相当长的剥蚀夷平时期, 而晚新生成都盆地是在中生代前陆盆地的基础上再次下沉后所形成的新生盆地, 是一个单独的成盆期, 并非是在中生代前陆盆地上连续接受沉积的继承性沉降盆地。

青藏高原东缘现代水系以横向河为主, 流向与龙门山走向垂直, 显示以深切河谷为特征, 均汇流于长江。以龙门山和岷山的山顶面为分水岭, 该区河流可分为两种类型, 一种为贯通型河流(如岷江、涪江、嘉陵江)起源于青藏高原东部的川藏块体, 流经并下蚀龙门山, 进入四川盆地; 另外一种则为龙门山山前水系, 起源于龙门山中央断裂以东, 流经并下蚀龙门山山前地区(如湍江、石亭江等), 进入成都盆地。现代地貌显示, 成都平原主要由横切龙门山的横向河流所产生的冲积扇和扇前冲积平原沉积物构成(图 1)。盆地中陆源碎屑沉积物主要来自于龙门山, 冲积扇总体上分布于盆地西侧沿龙门山主断裂一线, 山前发育数量众多的横向河, 出口处以冲积扇沉积为主。河流流向和碎屑物质的搬运方向均垂直于龙门山主断裂和成都盆地长轴方向, 并以横向水系为特征。由北向南依次为绵远河冲积扇、石亭江冲积扇、湍江冲积扇、岷江冲积扇和两河冲积扇, 其中以岷江冲积扇规模最大^[3](图 1)。各扇体均位于横切龙门山的横向河谷的河口地带, 地势均自北西向南东倾斜, 联辍成群, 并在扇前缘犬牙交错地叠置于上更新统地层之上。扇间为洼地, 一般为砂质粘土沉积。以上特征显示了成都盆地具有单向充填特征, 即物源区位于成都盆地的短轴方向, 盆地中充填的碎屑物质均来源于盆地西侧

的龙门山(图 1), 充填方向垂直于龙门山主断裂和成都盆地长轴方向。

3 物源分析

物源区分析是古水系重建的重要方法之一, 它可以提供母岩区的位置和性质, 判断古陆或侵蚀区的存在, 分析古地形起伏, 恢复古河流体系, 并已成为盆地分析、古地理分析和古地貌分析不可或缺的内容和方法。针对目前对青藏高原边缘古水系的研究现状, 考虑到龙门山山前地区晚新生代时期以近物源区的碎屑岩为主, 本次以物源区分析作为切入点, 以岷江和青衣江水系为重点, 采用砾岩成分分析、砂岩岩屑成分分析、重矿物分析和砂岩、砾岩的地球化学分析等基本方法; 开展了青藏高原东缘晚新生代以来的古水系重建工作, 研究了古水系演化与地貌演化之间的相互关系, 探索剥蚀作用在晚新生代龙门山成山过程中的作用, 对青藏高原东缘山脉的隆升机制进行约束。

3.1 碎屑成分

根据地表区域地质调查和钻井勘探资料, 晚新生成都盆地充填实体均为半固结—松散堆积物。该套沉积物在垂向上表现为三个不整合面分割的三个向上变细的退积序列, 并分为三套砾石层, 其中下部为大邑砾岩, 中部为雅安砾石层, 上部为上更新统和全新统砾石层。

为了能够通过成都盆地陆源碎屑中最粗的砾岩成分开展物源分析, 我们选择了 5 个大邑砾岩剖面作了砾石成分的统计, 其中 4 个位于龙门山山前的成都盆地西部, 由北到南分别是玉堂镇剖面、白塔山剖面、大邑剖面 and 庙坡剖面; 另外一个位于盆地东南部的熊坡东剖面(表 1, 图 1)。为了与现代岷江和青衣江的砾石成分进行对比, 我们对现代岷江和青衣江的沉积物也进行了砾石统计, 其中岷江的统计点位于都江堰西约 5 km 处的现代岷江的河漫滩上, 青衣江的统计点位于雅安市区内青衣江河漫滩上(图 2)。统计面积均为 1m^2 , 统计砾石的直径均大于 3 cm。为了能够通过砂岩岩屑成分开展物源分析, 对上述大邑砾岩剖面的砂岩透镜体进行了取样, 并进行了磨片和鉴定。

对大邑砾岩中的砾岩成分和砂岩岩屑成分的统计结果表明(表 1, 图 1): 成都盆地的砾岩成分和砂岩岩屑成分可明显地分为两个区域, 其中成都盆地北部的都江堰街子场、崇州白塔山、大邑白岩沟、大邑氮肥厂、彭州丁家湾、彭州葛仙山等剖面砾石层的碎屑

成分相似,其共同的特点是碎屑成分以花岗岩类为主,超过 50% 以上,应为同一物源的产物;而成都盆地南部的庙坡剖面 and 熊坡东剖面砾石层的碎屑成分相似,其共同的特点是碎屑成分以变质岩类为主,超过 50% 以上,可能为同一物源的产物(表 1)。因

此,我们推测大邑砾岩应由两个物源的砾石构成,即大邑砾岩沉积时至少有两个物源区出口或河口,其中成都盆地北部的大邑、灌县一带的大邑砾岩可能系古岷江的产物;成都盆地南部的名山至熊坡一带的大邑砾岩砾石系古青衣江的产物。

表 1 成都盆地大邑砾岩的砾石成分统计

Table 1 The gravel component of Dayi conglomerate in Chengdu Basin

成都盆地北部(都江堰及邻区)		成都盆地南部(名山及邻区)	
典型剖面	都江堰街子场、崇州白塔山、大邑白岩沟、大邑氮肥厂、彭州丁家湾、彭州葛仙山	名山庙坡、熊坡背斜东翼	
砾石成分	花岗岩 31%, 闪长岩 22%, 辉长岩 14%, 片岩 9%, 辉绿岩 8%, 岩屑石英岩 7%, 灰岩 5%, 粉砂岩 4%	石英岩 32%, 变质火山碎屑岩 20%, 辉绿岩 13%, 花岗岩 9.5%, 砂岩 7%, 玄武岩 3.5%, 基性火山岩 3%, 闪长岩 2.7%, 辉长岩 2.6%, 脉石英 1.2%, 灰岩 1%, 流纹岩 0.65%, 变粒岩 0.5%, 少许硅质岩、花岗细晶岩、片岩、千枚岩、粗面岩、粉砂质泥岩	
主要砾石成份	花岗岩类 53%, 变质岩类 9%, 沉积岩类 16%, 其中以花岗岩类为主, 占 50% 以上。	变质岩类 53.7%, 花岗岩类 12.2%, 沉积岩类 8%, 其中以变质岩类为主, 占 50% 以上。	
砾石来源	变质岩砾石主要来自松潘—甘孜褶皱带变质岩, 花岗岩砾石主要来自彭灌杂岩体, 沉积岩砾石则来自龙门山泥盆系—白垩系沉积岩。	变质岩砾石主要来自前震旦系黄水河群, 花岗岩砾石主要来自宝兴杂岩体, 沉积岩砾石则来自龙门山泥盆系—白垩系沉积岩。	
古水系	古岷江	古青衣江	

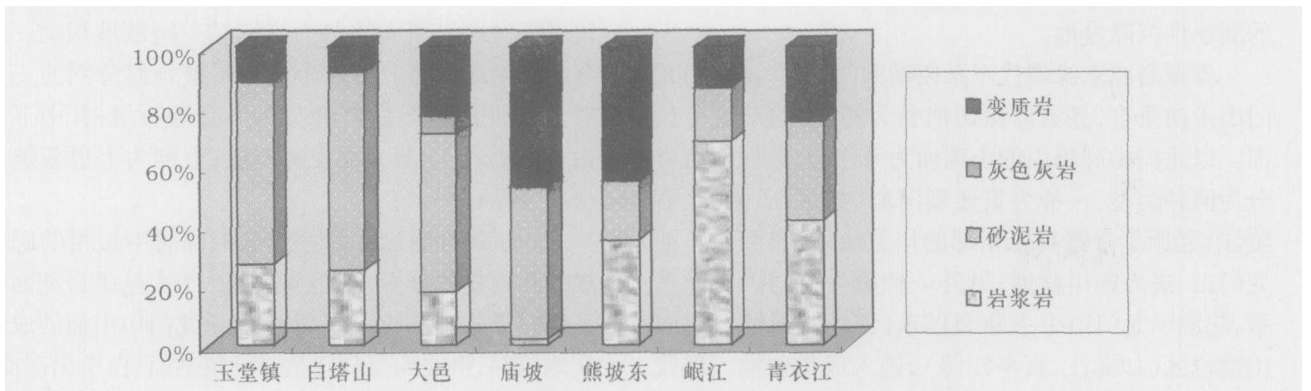


图 2 成都盆地大邑砾岩的砾石成分统计及其与现代河流砾石沉积物的对比

Fig 2 The gravel component of Dayi conglomerate in Chengdu Basin and correlation with modern fluvial deposit

为了能够了解砾石层沉积物反映的古水系与现代水系之间的关系,我们将大邑砾岩的砾石成分与现代岷江和青衣江沉积物的砾石成分进行了对比(图 2),结果表明:

现代岷江沉积物中的岩浆岩砾石的含量占绝对优势(68%),其与都江堰及邻区的大邑砾岩的砾石成分具有一定的相似性,均以岩浆岩砾石为主。但现代岷江沉积物中的岩浆岩砾石的含量比大邑砾岩中岩浆岩砾石的含量高出 25%,显示了大邑砾岩的物源区和现代岷江的物源区可能存在着一定的差异。此外,从这些剖面的分布位置来看,均位于现代岷江

的南北两侧,我们推测这些剖面的物源可能就是古岷江。

庙坡剖面 and 熊坡东剖面大邑砾岩的砾石成分与现代青衣江的砾石成分和松散沙的碎屑成分最为相似,因此我们推测庙坡剖面 and 熊坡东剖面应同时受古青衣江流域的控制,但据庙坡剖面 and 熊坡东剖面之间的连线所反映的古青衣江的流向为南西—北东向,并明显不同于现代青衣江的流向,显示了青衣江在大邑砾岩沉积之后曾改道。此外,以上特征也显示了介于庙坡剖面 and 熊坡东剖面之间的地貌高地—熊坡背斜在大邑砾岩沉积时并未形成。

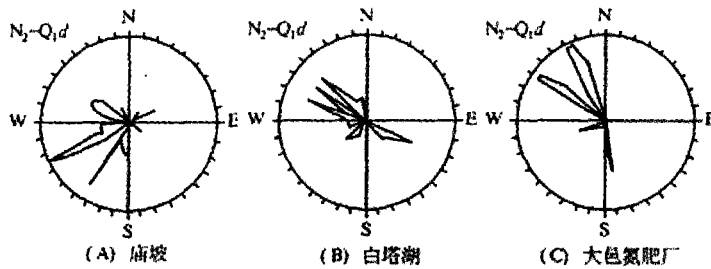


图 3 成都盆地大邑砾岩砾石的最大扁平面倾向玫瑰花图

Fig 3 The rosette diagram of gravel dip in Dayi conglomerate in Chengdu Basin

根据大邑砾岩岩性和砾石排列具较明显的定向性和叠瓦构造等特点, 我们测量了每组砾石的最大扁平面倾斜方向, 并作了玫瑰花图 (图 3) 也表明了古岷江的古水流的方向为北西—南东向, 其与现代岷江的流向一致 (图 3B, 图 3C, 图 1)。而古青衣江的古水流的方向为南西—北东向, 其与现代青衣江的流向不一致 (图 3A, 图 1), 也显示了青衣江曾改道, 即由原来的南西—北东向改道为现今的北西—南东向。

3.2 重矿物分析

重矿物在砂岩中的含量一般小于 0.1%, 多赋存于粉砂—细砂岩内。本次采集的重矿物分析的样品共有 6 个, 其中 4 个采自大邑砾岩中的砂岩透镜体, 采样点分别位于都江堰、大邑、庙坡和熊坡东剖面。为了把这些砂样和现代河流的砂样进行对比, 又从现代河流中采集了两个松散沙样, 其中一个采自岷江的河口, 另一个采自青衣江 (见图 4)。根据重矿物粒度分布和赋存特点, 本次统计的粒度范围是 63~400 μm 。通过一个 63 μm 的筛进行湿筛, 砂的粒级被区分为粉砂级和粘土级, 然后用 H_2O_2 和 10% 的盐酸对样品进行处理, 把有机物和碳酸盐溶解掉。在此基础上, 对透明重矿物进行了鉴定, 辨别出的透明重矿物包括锆石、电气石、磷灰石、金红石、榍石、石榴石、绿帘石组矿物、绿纤石、硬绿泥石、蓝晶石、角闪石组矿物 (特别是角闪石) 以及辉石类组矿物。并对各种重矿物的含量、丰度进行了统计 (表 2), 绘制重矿物在平面上的分布图 (图 4)。我们对统计结果进行了初步分析, 结果表明:

在两个现代河流样品中, 重矿物存在较大差异。其中石榴石在岷江沉积物中的重矿物几乎占 30%, 而在青衣江沉积物的重矿物中它只是一种副矿物 (图 4)。角闪石在青衣江沉积物中丰富得多 (54%), 而在岷江沉积物中较少 (21%)。此外, 在青衣江沉积物中磷灰石很普遍, 而在岷江沉积物中几乎

没有。

表 2 龙门山前缘现代河沙以及大邑砾岩中的重矿物丰度
Table 2 Heavy mineral abundances in recent river sands and Late Cenozoic conglomerates along Longmen Shan front

	现代河流松散沙			大邑砾岩		
	青衣江	都江堰	大邑	庙坡	熊坡东	
岷江						
锆石	3	3	9	7	13	8
电气石	2	0	5	4	0	10
金红石	0	2	2	2	0	0
磷灰石	1	5	16	26	13	0
榍石	1	1	9	26	11	5
绿帘石组	39	20	26	30	54	67
角闪石组	21	54	21	0	6	0
辉石类组	0	5	0	2	0	0
硬绿泥石	5	7	11	0	0	0
十字石	0	1	0	0	0	7
蓝晶石	1	2	0	0	0	0
石榴石	29	2	2	1	0	3
绿纤石	0	0	0	2	4	0

(注: 数字是透明碎屑重矿物的百分数。它们是通过使用 Mangle 和 Maurer (1991) 描述过的带法统计大约 200 个颗粒得出的估计值。在熊坡东的样品中, 只能统计 61 个颗粒)

熊坡东样品中 80% 以上的矿物是不透明的, 在整个样品中只计算了 60 个透明重矿物颗粒。其中绿帘石含量比较稳定, 锆石和电气石的量也较多。值得注意的是, 在庙坡样品中同样含有大量的绿帘石组矿物, 反映庙坡样品和熊坡东样品属于同一物源, 属古青衣江的产物。

我们将大邑砾岩样和现代河沙样的重矿物含量进行了对比, 结果表明, 虽然岷江和玉堂镇的采样点距离很近, 但二者的重矿物之间存在两个明显的差异。现代岷江中的石榴石数量比大邑砾岩中要多得多 (图 4), 而在大邑砾岩中, 锆石、电气石、金红石、磷灰石和榍石等“岩浆岩”矿物的含量要高得多。由于石榴石数量的变化和岩浆岩矿物数量的转变无法用

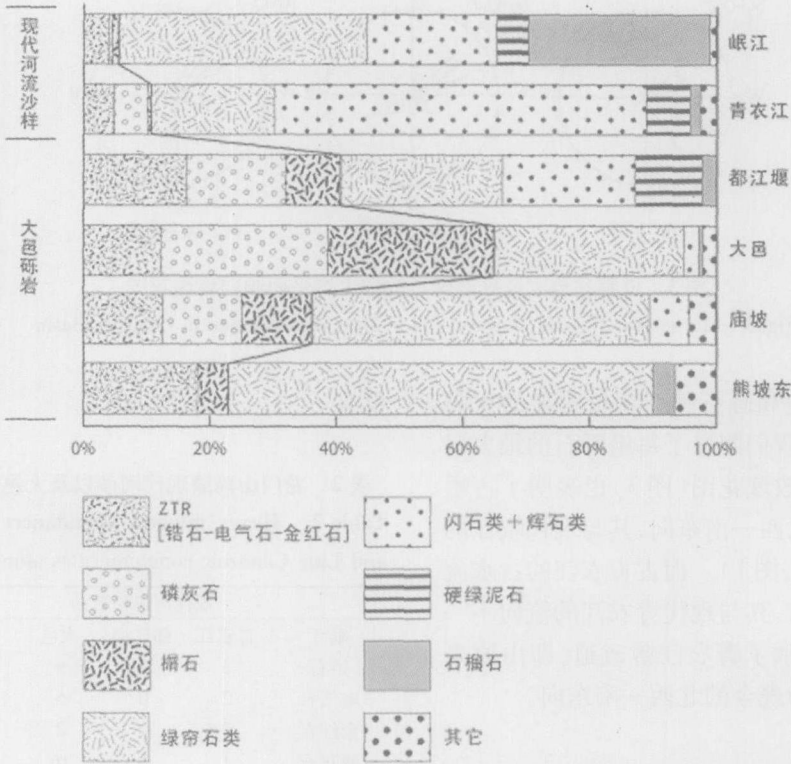


图 4 现代河沙和龙门山山前晚新生代大邑砾岩中的重矿物丰度图

(注: 粗线将锆石—电气石—金红石共生组合 (ZTR)、磷灰石和榍石与其他重矿物区别开来, 突出了颗粒共生组合的走向)

Fig 4 Heavy mineral abundances in recent river sands and Late Cenozoic Dayi conglomerates along Longmen Shan front

分选或风化过程来解释, 我们推测这些变化肯定是由于晚新生代时期水系和源区的变化引起的。

以上特征显示了晚新生代青藏高原东缘水系在物源区方面的两个重要变化。第一个主要变化是在岷江沉积物中石榴石含量的显著增加, 这可以解释为现代岷江逆源侵蚀并切穿松潘—甘孜褶皱带的志留系—上三叠系复理石建造中的石榴石变质带, 而青衣江流域中没有石榴石变质带发育, 因此其沙样中的石榴石含量也低。第二个分析结果是现代岷江的沉积物与晚新生代砾石层在重矿物成分上有重大转变, 即: 在晚新生代沉积物中含有较多的岩浆岩矿物共生组合 (锆石—电气石—金红石, 磷灰石, 榍石), 而在现代河沙中则含有较多的变质岩矿物。这种变化反映了晚新生代龙门山区的古岷江已切入了结晶基岩体, 而现代岷江则切穿松潘—甘孜褶皱带的志留系—上三叠统复理石建造 (含石榴子石变质带)。以上变化揭示了青藏高原东缘岷江的逆源侵蚀的历史过程, 即: 晚新生代的古岷江的物源区仅限于龙门山, 而现代岷江的物源区则包括了龙门山和位于其西侧

的松潘—甘孜褶皱带的志留系—上三叠统复理石建造分布区。

3.3 常量元素分析

为了使碎屑岩中常量元素能够反映晚新生代青藏高原东缘水系的变化, 避免分析结果的多解性, 本次仅使用花岗岩的常量元素特征作为区别不同流域来源花岗岩砾石的标志。为了便于对比和分析, 一方面, 我们采集了龙门山及川西高原出露的主要花岗岩的基岩样品 13 件 (样品位置见图 5), 并把研究区的花岗岩区分为元古宙、中生代及新生代花岗岩区, 分别以不同的颜色示之, 其中橙色区代表元古宙花岗岩区、红色区为中生代花岗岩区、粉红色区为新生代花岗岩区。其中彭灌杂岩体和宝兴杂岩体均为元古宙花岗岩 (图 5)。另一方面, 我们采集了大邑砾岩中的花岗岩砾石 20 个, 采样的剖面包括玉堂剖面 (5 个样)、大邑剖面 (4 个样)、庙坡剖面 (6 个样) 及熊坡西 (2 个样) 和熊坡东剖面 (3 个样)。在此基础上, 采用 X 射线荧光分析法 (XRF) 对花岗岩和花岗岩砾石进行了常量元素分析 (样品的制备和常量元素的分析

是在萨尔兹堡大学完成的), 并对获得的 33 个数据 (表 3) 利用 SPSS 11 软件进行了谱系聚类分析 (图 6), 确定基岩样与碎屑样品之间的相似性。然后根据相似性判断大邑砾岩沉积区与物源区的联系。

现将谱系聚类树初步解释如下:

在谱系聚类树上, 树状图可被分为两个主要的聚类, 即: 聚类 A 和聚类 B (图 6)。聚类 A 包含树状图上部的样品, 这些样品均来自成都盆地北部岷江的南北两侧。聚类 B 包含了树状图底部的样品, 这些样品均来自于成都盆地的南部。另外, 所有采自成都盆地南部的庙坡、熊坡东以及龙门山南部的元古宙花岗岩样品只在聚类 B 中出现。而相比之下, 所有采自宝兴杂岩体、彭灌杂岩体和中生代花岗岩的样品都只在聚类 A 中出现。

聚类 A 和聚类 B 可以再被细分为 7 个聚类 (图 6), 其中聚类 7 把雅安西南的基岩样 (S1 和 S4)、庙坡剖面的砾石样 (S24, S31 和 S32) 以及熊坡东剖面的砾石样 (S18) 联结了起来, 这说明庙坡剖面 and 熊坡东剖面的砾石至少部分是来源于龙门山南部基岩, 而不是龙门山北部。因此, 我们推测: 熊坡东剖面和庙坡剖面具有相同的碎屑类型, 且都受古青衣江的控制; 熊坡背斜是在熊坡东大邑砾岩沉积之后形成的, 它的形成使古青衣江改道向南。

在聚类树状图中, 样品 S33 (贡嘎山新生代花岗岩的基岩样) 与其它样品之间没有相似性, 所以该样品与其它样品之间不存在聚类关系 (图 6), 说明大邑砾岩的砾石中没有来源于贡嘎山新生代花岗岩的砾石。可以推测, 贡嘎山花岗岩在晚新生代时期不是

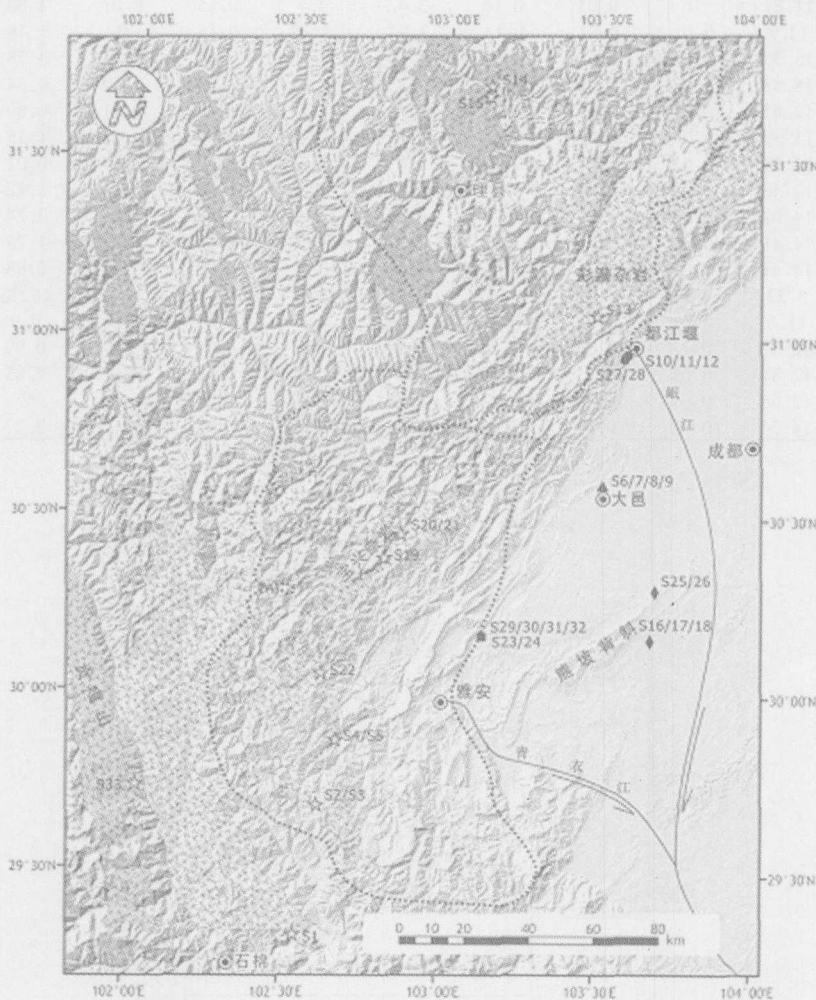


图 5 龙门山及成都盆地常量元素分析样品位置图

(注: 背景是根据 DTM 数据 (90m 精度) 做出的山阴图; 大邑砾岩采样点中: 圆圈代表都江堰附近玉堂剖面, 菱形代表熊坡背斜东剖面, 正方形代表庙坡剖面, 三角形代表大邑标准剖面, 星形代表基岩样品; 虚线分别代表现代岷江和青衣江的流域范围)

Fig. 5 Locations of major element samples collected in the Longmen Shan and Chengdu Basin

表 3 龙门山及成都盆地岩浆岩样品 (含基岩样品和砾石样品) 常量元素数据表
(X射线荧光分析法, 单位为 w%, 采样点见图 5)。

Table 3 Major element data from XRF analysis for magmatic rocks in the Longmen Shan and Chengdu Basin

样品编号	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	SO ₃	LO ₁
S1	76.74	11.87	0.01	0.23	0.22	2.52	6.3	0.21	0.01	1.56	0.03	0.58
S2	76.83	11.68	0.01	0.09	0.09	2.63	5.89	0.11	0	1.34	0.01	0.56
S3	74.54	13.02	0.03	0.13	0.21	2.11	5.52	0.18	0.02	1.87	0.02	1.9
S4	77.26	11.39	0.01	0.21	0.15	3.76	4.48	0.14	0.16	0.02	0.57	
S5	78.29	11.89	0	0.1	0.18	3.71	4.73	0.07	0	0.41	0.06	0.44
S6	77.21	2.14	0	0.11	0.29	3.32	4.77	0.11	0.01	0.37	0.04	0.86
S7	59.85	18.78	0.21	1.24	3.4	3.4	2.4	1.01	0.3	5.71	0.01	3.78
S8	76.74	12.59	0.01	0.13	0.33	3.61	4.55	0.21	0.02	0.68	0	0.82
S9	77.39	12.34	0	0.11	0.21	3.5	4.59	0.1	0	0.47	0.03	0.81
S10	76.71	12	0.04	0.18	0.82	3.56	4.02	0.15	0.01	1.52	0.01	0.7
S11	46.8	11	8.83	0.26	4.62	6.51	1.11	1.68	1.49	0.45	13.35	0.02
S12	76.8	12.17	0.01	0.21	0.2	3.81	4.77	0.130	0.96	0	0.57	5.13
S13	70.96	15.54	0.06	0.49	2.36	5.52	1.94	0.24	0.06	2.08	0.01	1.19
S14	68.03	16.22	0.05	1.03	3.01	4.67	3.12	0.48	0.18	2.91	0.01	0.44
S15	72.06	14.6	0.05	0.49	1.84	4.12	3.87	0.26	0.08	1.64	0.02	0.53
S16	77.64	12.32	0	0.12	0.31	3.21	4.47	0.1	0.01	0.62	0.02	0.95
S17	76.91	11.87	0	0.05	0.16	3.42	4.7	0.15	0.01	1.08	0.05	0.7
S18	75.88	12.9	0.02	0.21	0.14	3.97	4.79	0.15	0	1.48	0	0.62
S19	67.39	15.33	0.11	2.31	2.69	4.19	1.71	0.44	0.11	3.78	0.03	1.57
S20	53.96	15.53	0.2	5.49	7.34	2.81	2.62	1.03	0.29	9.34	0.03	1.48
S21	76.37	12.85	0.01	0.17	0.76	3.79	4.71	0.14	0.01	0.89	0.02	0.32
S22	72.82	13.79	0.05	0.92	0.56	4.74	3.22	0.39	0.08	1.55	0.18	1.14
S23	76.72	12.22	0.01	0.1	0.55	3.09	5.47	0.10	0.67	0.01	0.49	
S24	75.38	12.58	0.03	0.09	0.39	3.91	4.8	0.13	0.01	1.72	0.01	0.46
S25	70.78	14.07	0.09	1.09	1.14	4.04	3.07	0.42	0.09	3.24	0.03	1.41
S26	74.29	14.41	0.09	0.52	1.44	2.31	3.01	0.34	0.02	1.73	0	2.08
S27	4.58	14.43	0.01	0.2	1.72	5.61	1.01	0.08	0.01	0.83	0.01	0.86
S28	48.71	3.52	0.23	5.22	9.77	2.13	0.33	2.76	0.28	16.76	0.02	1.16
S29	77.49	11.8	0.01	0.09	0.45	3.49	4.5	0.09	0.01	0.9	0.03	0.44
S30	76.89	12.31	0.02	0.34	0.26	3.21	4.85	0.19	0.03	0.99	0	0.88
S31	75.77	12.81	0.01	0.31	0.26	2.77	4.88	0.16	0.03	2.05	0.01	1.42
S32	75.08	12.66	0.01	0.24	0.17	2.65	6.12	0.14	0.01	2	0.01	0.92
S33	70.83	14.54	0.02	0.53	1.68	3.11	5.72	0.42	0.1	2.27	0.04	0.48

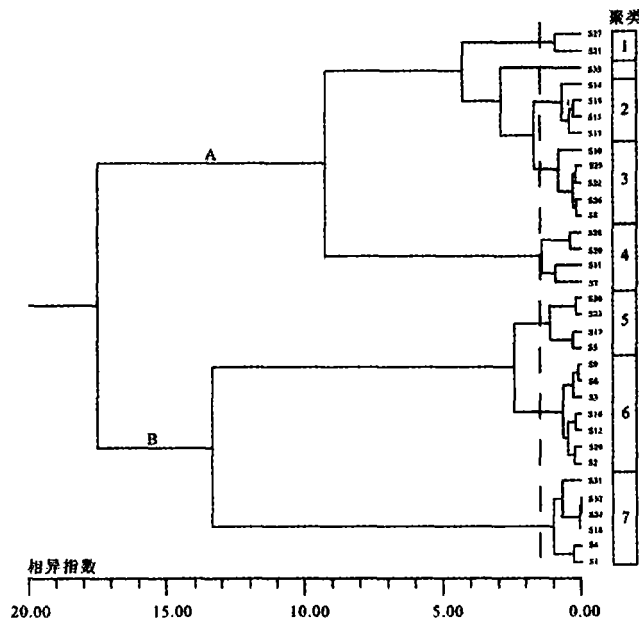


图 6 用 Ward 的最小方差作为聚类方法和 Euclidean 作为远程式计算的树状图

(注: 虚线显示了用于确定聚类的相异指数为 1.5 图右侧的聚类为以虚线为界细分的 7 个聚类; 样品编号对应的样品位置见图 4 6)

Fig 6 Dendrogram calculated with Ward's Minimum Variance as cluster method and euclidean as distance type

大邑砾岩物源区的一部分, 其间发育分水岭, 分离了大渡河流域与青衣江流域。

聚类 2(图 6) 由一个采自彭灌杂岩体的基岩样 (S13) 和两个采自龙门山北部的中生代深成岩的基岩样 (S14 和 S15) 构成, 它们没有和大邑砾岩中的样品聚类, 而只和宏观上不同的碎屑聚类。因此, 我们可以推测龙门山北部的中生代花岗岩也不是晚新生代大邑砾岩物源区的一部分。

4 对晚新生代青藏高原东缘水系演化与变迁的讨论

通过对成都盆地沉积物中的砾石成分分析、重矿物分析和地球化学特征的综合分析, 我们初步总结了青藏高原东缘晚新生代水系 (古岷江流域和古青衣江流域) 演化的过程 (图 7, 图 8)。

4.1 晚新生代青衣江的演化与变迁

根据地球化学分析统计结果, 庙坡剖面和熊坡东剖面大邑砾岩的物源区为龙门山南部的基岩区, 其与 S1 (现位于现代青衣江流域之外, 见图 6) 的聚类表明, 古青衣江在晚新生代大邑砾岩沉积时期已相当发育, 其流域范围至少包含了 S1 样品所在位置, 表明其

流域面积可能比现代的流域面积要大一些。另外, 采自贡嘎山深成岩体的样品 S33 没有与其它样品聚类, 表明古青衣江流域在大邑砾岩沉积时期没有封闭贡嘎山深成岩体, 而分水岭的界限应该在 S33 和 S1 样品所在位置之间, 即相当于地表显示的二郎山, 表明在晚新生代早期二郎山及其相关的大渡河断裂、鲜水河断裂业已存在, 古青衣江与古大渡河之间的分水岭就是古二郎山。

在成都盆地内, 熊坡东剖面与庙坡剖面的大邑砾岩具有很好的聚类, 表明熊坡背斜是在大邑砾岩开始沉积之后隆起的, 它的隆起迫使古青衣江向南改道。此外, 在成都盆地的数字地貌图上 (图 1), 该区域在地貌上发育一个北东方向的古冲积扇, 在古冲积扇的中心位置, 可见到清晰的古河道 (图 1), 而且该古河道的河谷宽度比现代青衣江的要大得多, 我们推断这个先向北东再转向东流的古河道就是在大邑砾岩沉积时期的古青衣江河道 (图 1, 图 7)。

4.2 晚新生代岷江的演化与变迁

从大邑砾岩的砾石大小、砾石层厚度和冲积扇面积等方面特征, 我们判断在大邑砾岩沉积期间古岷江的流域范围应该已经相当大, 其物源区应该包括龙门

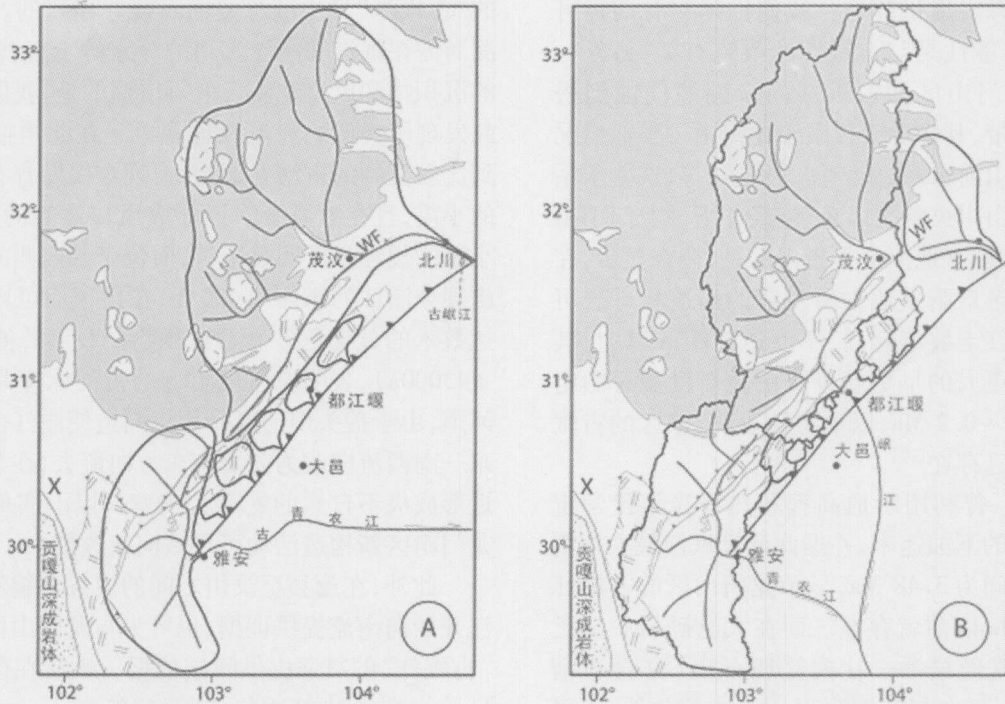


图 7 青藏高原东缘晚新生代水系变化略图

(注: A. 晚新生代大邑砾岩沉积时期的水系格局, 在茂汶附近古岷江和湔江可能相连; B 青藏高原东缘现代水系格局)

Fig 7 Late Cenozoic drainage evolution on the eastern margin of Qinghai-Tibetan Plateau

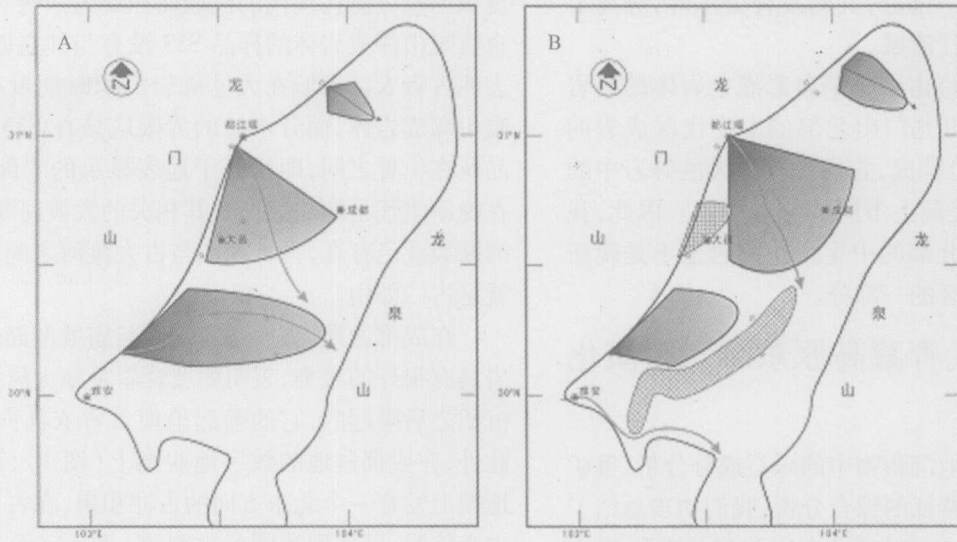


图 8 晚新生代成都盆地水系演化图

(注: 灰色填充区域为冲积扇, 网格填充区域为隆起区, 箭头表示河流方向, 粗线箭头分别代表古岷江(北)和古青衣江(南), 星型符号表示年龄样品位置, 其中图 A 为上新世—早更新世期间, 图 B 为中更新世以来)

Fig 8 Drainage evolution in Late Cenozoic Chengdu Basin

山和其西侧松潘—甘孜褶皱带的志留系—上三叠统复理石建造, 但是为什么龙门山北部的中生代深成岩和松潘—甘孜褶皱带的志留系—上三叠统复理石建造没有为大邑砾岩提供碎屑? 我们推测它有两种可能性: 第一种可能性是与古岷江的改道有关, 另外一种可能性是龙门山区的古岷江尚未溯源侵蚀到松潘—甘孜褶皱带, 其物源区仅限于龙门山。类似情况尚见于龙门山山前水系, 如湍江、石亭江等, 这些水系均起源于龙门山中央断裂以东, 流经并下蚀龙门山山前地区, 进入成都盆地。值得指出的是, 调查显示, 在现代岷江的源区章腊盆地中所发育的河道相砾岩可追溯到上新世红土坡组砾岩, 厚度达 100 m 以上, 其后尚发育规模更大的早更新世至中更新世观音山组砾岩, 时代为 2~0.2 Ma 以上特征表明, 该区的古岷江在上新世就已存在^[30]。

李勇等^[7, 8]曾利用阶地高程和热释光年代学定量计算了岷江的下蚀速率, 并据此计算岷江最大切割深度所需的时间为 3.48 Ma 显示龙门山区的古岷江至少在 3.48 Ma 以前就存在。而在大邑砾岩中缺乏石榴石, 说明流经松潘—甘孜复理石带(富含石榴石)的古岷江不是在都江堰附近注入成都盆地, 而可能是在其他地方。因此, 我们推测龙门山区所发育的“古岷江”尚未溯源侵蚀到松潘—甘孜褶皱带, 而松潘—甘孜褶皱带所发育的“古岷江”可能在位于都江堰东北 150~200 km 处北川的湍江河口注入四川盆

地(图 7), 两条“古岷江”可能以古龙门山主峰为分水岭, 古岷江的改道和贯通很可能是由于晚新生代茂汶以北岷山断块^[20]的隆升速率增大, 使都江堰附近的“古岷江”发生溯源侵蚀而袭夺导致的。而这一推测尚需在岷江和湍江之间的分水岭上寻找“古岷江”的沉积物和风口地貌。值得借鉴的是, 我们在北川擂鼓发现了类似的河流改道现象。在北川擂鼓可以见到比较宽阔的古河谷地貌, 但现今仅发育有流量很小的溪流, 且在凉风垭附近形成风口地貌的分水岭, 与小溪的侵蚀强度明显不符, 而位于其西侧的盖头山高出现今湍江河床面约 400 m, 在山顶面可以见到厚度达数米的黄褐色砂砾石沉积物(TL 年龄值为 432000 ± 43000 a), 表明凉风垭附近的古河床应是湍江的古河道, 由于盖头山的隆升作用而迫使湍江由原来的北东—南西流向改为向北东东方向流去, 在北川县城附近形成极不自然的蛇形大拐弯。以上实例显示了在龙门山区新构造活动可导致河流改道。

此外, 在茂县至汶川之间的河谷地貌不仅可为岷江开始向南流提供证据, 也可为与龙门山区所发育的“古岷江”的贯通提供间接依据。岷江在茂县至汶川显示为高山峡谷地貌, 其两侧发育一级河流阶地, 其中在茂县石鼓一级河流阶地拔河高程 220 m, 其上沉积物的年龄为 157600 ± 11800 a(TL), 表明早更新世早期松潘—甘孜褶皱带所发育的“古岷江”已向南流。因此我们推测龙门山区所发育的“古岷江”

与松潘—甘孜褶皱带所发育的“古岷江”贯通的时间可能是在早更新世早期。

本文完成后承蒙李永昭教授审阅并提出了宝贵的修改意见, 特此致谢。

参考文献 (References)

- 1 Avouac J P and Tapponnier P. Kinematic model of active deformation in central Asia. *Geophysical Research Letters*, 1993, 20: 895~898
- 2 England P C and Molnar P. Right-lateral shear and rotation as the explanation for strike-slip faulting in eastern Tibet. *Nature*, 1990, 344: 140~142
- 3 李勇, 曾允孚, 伊海生. 龙门山前陆盆地沉积及构造演化. 成都: 成都科技大学出版社, 1995. 1~92 [Li Yong, Zeng Yunfu, Yi Haisheng. Sedimentary and Tectonic Evolution of the Longmenshan Foreland Basin, Western Sichuan, China (in Chinese with English abstract). Chengdu: Press of Chengdu University of Science and Technology, 1995. 1~92]
- 4 Burchfiel B C, Chen Z L in Y, *et al*. Tectonics of the Longmenshan and adjacent regions, Central China. *International Geology Review*, 1995, 37: 661~735
- 5 Kirby E, Whipple K X, and Burchfiel B C, *et al*. Neotectonics of the Min Shan, China: Implications for mechanisms driving Quaternary deformation along the eastern margin of the Tibetan Plateau. *Geological Society of America Bulletin*, 2000, 112(3): 375~393
- 6 Kirby E, Reiners P W, Krol M A, *et al*. Late Cenozoic evolution of the eastern margin of the Tibetan Plateau: inference from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U-Th) He thermochronology. *Tectonics*, 2002, 21(1): 1~19
- 7 李勇, 曹叔尤, 周荣军, 等. 晚新生代岷江下蚀速率及其对青藏高原东缘山脉隆升机制和形成时限的定量约束. *地质学报*, 2005, 79(1): 28~37 [Li Yong, Cao Shuyou, Zhou Rongjun, *et al*. Late Cenozoic M injiang incision rate and its constraint on the uplift of the eastern margin of the Tibetan plateau. *Acta Geologica Sinica*, 2005, 79(1): 28(37)]
- 8 Li Yong, Cao Shuyou, Zhou Rongjun, *et al*. Field studies of Late Cenozoic M injiang River incision rate and its constraint on morphology of the eastern margin of the Tibetan plateau. *Environmental Hydraulics and Sustainable Water Management*. A. A. Balkema Publishers, 2004, 2091~2097
- 9 何银武. 试论成都盆地(平原)的形成. *中国区域地质*, 1987, 2: 169~175 [He Yinwu. On the formation of Chengdu Basin (in Chinese). *Regional Geology of China*, 1987, 2: 169~175]
- 10 Li Yong, Alexander L Densmore, Philip A Allen, Xu Qiang. Sedimentary responses to thrusting and strike-slip of Longmen Shan along eastern margin of Tibetan Plateau, and their implication of Cimmerian continents and India/Eurasia collision. *Scientia Geologica Sinica*, 2001, 10(4): 223~243
- 11 Li Yong, Philip A Allen, Alexander L Densmore, *et al*. Geological evolution of the Longmen Shan foreland basin (western Sichuan, China) during the Late Triassic-Indosinian Orogeny. *Basin Research*, 2003, 15: 117~136
- 12 刘树根. 龙门山造山带与川西前陆盆地形成演化. 成都: 成都科技大学出版社, 1993. 17~117 [Liu Shugen. The Formation and Evolution of Longmenshan Thrust Zone and Western Sichuan, China. Chengdu: Press of Chengdu University of Science and Technology, 1993. 17~117]
- 13 Chen S F, Wilson C J L, Deng Q D, *et al*. Active faulting and block movement associated with large earthquakes in the Min Shan and Longmen Mountains, northeastern Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 1994, 99: 24025~24038
- 14 Clark M K and Royden L H. Topographic ooze: building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology*, 2000, 28: 703~706
- 15 Li Yong, Ellis M, Densmore A, *et al*. Active Tectonics in the Longmen Shan region, Eastern Tibetan Plateau. *EOS Transactions of American Geophysical Union*, 2000, 81(48): 1109
- 16 Li Yong, Ellis M, Densmore A, *et al*. Evidence for active strike-slip faults in the Longmen Shan, Eastern margin of Tibet. *EOS Transactions of American Geophysical Union*, 2001, 82(47): 1104
- 17 Enkin R J. The stationary Cretaceous Paleomagnetic pole of Sichuan (south China block). *Tectonics*, 1991, 10(3): 547~559
- 18 Chen Z, *et al*. Global positioning system measurements from eastern Tibet and their implications for India/Eurasia intercontinental deformation. *Journal of Geophysical Research*, 2001, 105(B7): 16215~16227
- 19 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. *成都理工大学学报(自然科学版)*, 2003, 30(20): 139~146 [Wang Fenglin, Li Yong, Li Yongzhao, *et al*. Sedimentary characteristics of the Cenozoic Dayi conglomerate in Chengdu basin. *Journal of Chengdu University of Technology (Science and Technology Edition)*, 2003, 30(2): 139~146]
- 20 周荣军, 蒲晓红, 何玉林, 等. 四川岷江断裂带北段的新活动性、岷山断块的隆起及其与地震活动的关系. *地震地质*, 2000, 22(3): 285~294. [Zhou Rongjun, Pu Xiaohong, He Yulin, *et al*. Recent activity of M injiang fault zone, uplift of Minshan block and their relationship with seismicity of Sichuan. *Seismology and Geology*, 2000, 22(3): 285~294]

Provenance Analysis and Drainage Evolution in Late Cenozoic Chengdu Basin on Eastern Margin of Tibetan Plateau

LI Yong¹ LI Bing¹ Steffen D² Densmore A L² Richardson N J²
ZHOU Rong-jun³ Ellis M A⁴ ZHANG Yi¹

1(National Key Laboratory of Oil and Gas Reservoir Geology and Exploitation, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059)

2(Institute of Geology, Department of Earth Sciences, ETH Zentrum, CH-8092 Zurich, Switzerland)

3(Institute of Earthquake Engineering, Seismological Bureau of Sichuan Province, 610041)

4(Center for Earthquake Research and Information, University of Memphis, 3890 Central Avenue, Memphis, TN 38152, USA)

Abstract Chengdu basin developed ahead of Longmen Shan along eastern margin of Tibetan Plateau, lying between the Longmen Shan and Longquan Shan. The filling in the basin include Dayi conglomerate, Yaa gravel layer and Late Pleistocene and Holocene gravel layer since 3.6Ma, and the sediments in the basin were derived from Longmen Shan with transverse drainage patterns. Based on results by the component analysis of gravel, heavy mineral and geochemistry of major elements in the sediments of Chengdu basin, we draw conclusion that there were two provenances and two paleo-rivers, one of them was paleo-Minjiang, which developed in the northern part of the basin, another was paleo-Qingyijiang, which developed in the southern part of the basin. According to the difference between Dayi conglomerate and modern fluvial deposit, we can infer Minjiang and Qingyijiang have changed their course after period of Dayi conglomerate deposition.

Key words provenance analysis, drainage evolution, Late Cenozoic, Chengdu basin, Eastern margin, Tibetan plateau