

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

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

李勇¹⁾, 曹叔尤²⁾, 周荣军³⁾, A L DENSMORE⁴⁾, M A ELLIS⁵⁾

1) 成都理工大学油气藏及开发工程国家重点实验室, 610059

2) 四川大学水利水电工程学院, 成都, 610064; 3) 四川省地震局工程地震研究所, 成都, 610041

4) Institute of Geology, Department of Earth Sciences, ETH Zentrum, CH-8092 Zürich, Switzerland

5) Center for Earthquake Research and Information, University of Memphis,

3890 Central Avenue, Memphis, TN 38152

内容提要: 青藏高原东缘具有青藏高原地貌、龙门山高山地貌和山前冲积平原三个一级地貌单元, 本文以岷江作为切入点, 研究了该地区河流下蚀速率与山脉的隆升作用之间的相互关系。在建立岷江阶地序列的基础上, 利用阶地高程和热释光年代学测年资料分别定量计算了岷江在川西高原、龙门山和成都盆地的下蚀速率, 结果表明岷江各河段的下蚀速率明显不同, 分别为 1.07~1.61 mm/a、1.81 mm/a 和 0.59 mm/a; 在龙门山地区岷江的下蚀速率最高, 约为川西高原地区的 1.5 倍, 约为成都平原地区的 3 倍; 而同一河段不同时期岷江的下蚀速率基本是连续的, 具有很好的线性关系, 可作为该河段整个河谷的下蚀速率。基于龙门山的表面隆升速率 (0.3~0.4 mm/a), 在约束局部侵蚀基准面和气候变化对阶地形成的控制作用的基础上, 本文建立了青藏高原东缘岷江下蚀速率与龙门山表面隆升速率之间的线性关系, 结果表明河流下蚀速率约为山脉表面隆升速率的 5 倍。根据龙门山表面在隆升速率和下切速率等方面均大于川西高原, 并结合龙门山活动构造以走滑作用为主, 笔者认为青藏高原东缘的边缘山脉以剥蚀隆升为主, 兼有构造隆升作用。最后, 根据岷江最大切割深度所需的时间 (3.48 Ma) 和成都盆地最古老的岷江冲积扇大邑砾岩的时间 (3.6 Ma), 推测龙门山的初始隆升和形成时间应早于 3.6 Ma。

关键词: 青藏高原东缘; 阶地; 岷江; 下蚀速率; 表面隆升速率

近年来, 国内外学者一直在探索如何利用山区河流阶地研究山脉的表面隆升问题, Maddy (1997) 研究了英格兰地区隆升驱动的河流下蚀作用与阶地的形成, 提出了利用阶地直接标定隆升作用, 王国芝等 (1999) 利用河流阶地直接标定了滇西高原的隆升过程。潘保田等 (2000) 利用祁连山河流阶地直接标定了青藏高原的阶段性隆升。这些研究成果在地学界引起了对河流下蚀作用与隆升作用相互关系的争论。山区河流阶地的形成主要与山脉的隆升作用、侵蚀基准面变化和气候变化相关, 但如何约束气候和基准面变化对阶地形成的作用却十分困难。

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, 因此对青藏高原东缘山脉河流下蚀速率与山脉的隆升作用之间的相互关系的探索, 不仅有助于青藏高原新生代构造作用与地貌和水系响应的研究, 也有助于对青藏高原边缘山脉隆升机制的研究。本文选择岷江 (图 1) 作为研究青藏高原东缘河流下蚀作用和隆升作用研究的典型地区, 以岷江作为重点研究对象, 以河流阶地为基础, 建立岷江阶地序列, 进而利用阶地高程和热释光年代学测年资料分别定量计算了岷江在川西高原、龙门山和成都盆地的下蚀速率, 标定了龙门山岷江下蚀速率与表面隆升速率之间的定量关系, 约束青藏高原边缘山脉隆升机制和隆升时限。

1 青藏高原东缘的地质、地貌特征

青藏高原东缘处于中国大地构造单元的重要部

注: 本文为中国国家自然科学基金项目 (编号 40372084)、中国教育部优秀青年教师资助计划项目和美国国家自然科学基金项目 (编号 EAR-980-3484) 资助成果。

收稿日期: 2004-03-10; 改回日期: 2004-08-30; 责任编辑: 周健。

作者简介: 李勇, 男, 1963 年生。博士, 教授, 博士生导师, 从事沉积盆地与造山带研究。通讯地址: 610059, 成都理工大学图书馆; Email: liy@cdut.edu.cn。

位,处于中国西部地质、地貌、气候的陡变带。在区域地质上,该区自北西向南东由松潘-甘孜造山带-龙门山冲断带-成都盆地等三个构造单元构成了一个完整的构造系统。在地貌上,该区自西向东由三个一级地貌单元构成,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)(图 1)。其中龙门山为青藏高原的东缘山脉,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。前山带平均海拔高度在 1000~2000 m,后山带平均在 3000~4000 m 之间,最高峰在 5000 m 左右(九顶山 4984 m),山前的成都盆地最低高程为 450~710 m。龙门山与山前地区的高差大于 4000 m,地形陡度变化的宽度仅为 15~20 km,其地形陡度比青藏高原南缘的喜马拉雅山脉的地形陡度变化还要大,显示了龙门山是青藏高原边缘山脉中陡度变化最大的地区。

此外,青藏高原东缘也是长江上游主要支流岷江、嘉陵江、沱江、涪江、青衣江、大渡河等水系的发源地和中国西部最重要的生态屏障,其中贯穿了川西高原、龙门山和成都平原的岷江是研究青藏高原东缘河流下蚀作用和隆升作用的典型地区。岷江发

源于川西高原的岷山弓杠岭和郎架岭,河源至都江堰市的上游段河道长 340 km,主干河道流向为由北向南,在汶川南侧向东南横切九顶山之后,流入成都平原,落差达 3009 m,河道平均比降为 8‰,河谷深切,河谷与山脊之间相对高差达 3000 m 以上。岷江西侧支流(如杂谷脑、黑水河等)向高原腹地溯源侵蚀,形成了沟谷纵横的山地侵蚀地貌。岷江左岸的龙门山和岷山的山顶面为分水岭,西侧为岷江水系,东侧为龙门山山前水系,该分水岭与岷江主干河道几近平行,主要由 N-S 走向的岷山和 NE-SW 走向的龙门山中段的九顶山组成,岷山主峰雪宝顶为 5588 m,龙门山中段主峰九顶山 4984 m。分水岭山脊平均海拔高度在北段的岷山一带为 5000 m,中南段的龙门山中段一带为 4500~5000 m。

岷江上游干流深切河谷的剖面几何形态表现为上部宽坡型河谷和下部“V”型河谷,狭窄的“V”型谷位于岷江干流通过的地带,谷地两侧谷坡为侵蚀三角面,最大高差达 1000 m,具有对称型和不对称型两类,局部保存阶地。在“V”型河谷的肩部与分水岭之间为宽坡型河谷,形态不规则,未保存有阶地,是由河流早期下切作用形成的,宽谷与山顶面之间的最大高差达 2000 m 以上。

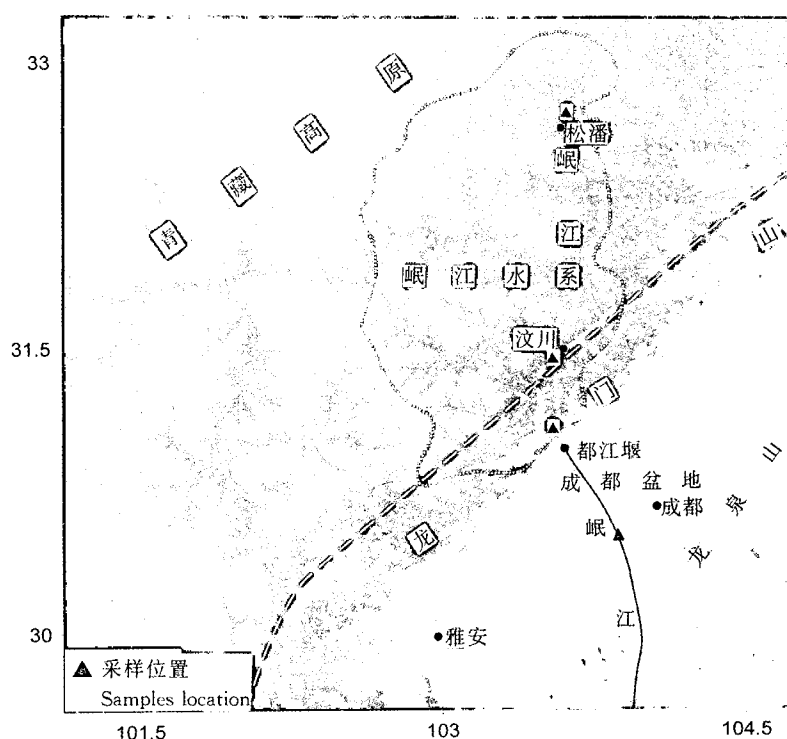


图 1 青藏高原东缘岷江水系分布图(据数字高程模式图补充)

Fig. 1 The drainage of Minjiang River along eastern margin of the Tibetan plateau

2 岷江阶地系列与年代测定

岷江上游河谷由下部的“V”型河谷和上部的宽坡型河谷组成,其中最重要的特征之一就是在“V”型河谷两岸保存了大量的阶地。据我们初步调查,岷江上游不同地段均保存有阶地,但阶地的分布、级别、类型、高程和沉积物特征均不相同。根据岷江河谷地形地貌和阶地特征,我们将岷江上游分为岷江源头段、松潘—汶川段、汶川—都江堰段和都江堰—成都段,其中岷江源头段位于松潘以北,以漳腊盆地为主要特征;松潘—汶川段位于松潘与汶川之间;汶川—都江堰段位于汶川与都江堰之间,横切龙门山;都江堰—成都段位于成都平原。现将岷江各段实测的阶地资料简述如下。

2.1 岷江源头(贡嘎岭—松潘)段的阶地

岷江源头地区地形切割相对较弱,保留 2 级层状地貌面,分别位于海拔 4000 m 和 3800 m,层状地貌面之上的相对地形高差一般为 200~300 m,层状地貌面向 NW 倾斜,与若尔盖草原(平均海拔 3600 m)逐渐过渡。该地区内部地貌类型及其形态特征呈现垂直分带现象,在海拔 3800 m 以上,以发育冰川地貌为主,在 3800 m 以下,以流水侵蚀地貌为主。岷江河谷走向 N—S,河谷类型为宽谷,切割深度介于 300~600 m,两岸坡度为 $10^{\circ}\sim 20^{\circ}$,河谷剖面几何形态显示为 U 型谷,谷底宽 1000~5000 m,纵坡降比 $7.6\%\sim 13.3\%$ 。

岷江上游河流阶地仅发育在松潘以北的河谷地段,唐荣昌等(1993)认为该河段发育 5 级阶地;赵小

麟等(1994)认为该河段仅发育 3 级阶地,均为堆积阶地,其中 2 级阶地的热释光年龄为 15.3 ± 1.2 ka, 3 级阶地的热释光年龄为 31.2 ± 2.3 ka; Kirby 等(2000)认为该河段仅发育 2 级阶地,在低阶地砂砾层中获得的 ^{14}C 最老年龄为 14118~15720 a,其次为 8129~8420 a 和 6670~6944 a,最小年龄为 2742~2993 a;在高阶地砂砾层获得的 ^{14}C 年龄为 22780 ± 340 a。

2.2 松潘—汶川段岷江阶地

在松潘—汶川段,岷江激流湍急,峭壁如削,为典型的高山峡谷地貌。该河段受到茂汶断裂活动的影响,“V”型河谷肩部宽 5~8 km,谷深 1300~1500 m,为典型的不对称谷地,西岸陡,谷坡为 $36^{\circ}\sim 50^{\circ}$,东岸缓,坡度为 $18^{\circ}\sim 30^{\circ}$,谷底宽 200~500 m,纵坡降比 $5.5\%\sim 7.0\%$ 。在较场附近,岷江谷地存在一个显著的裂点,是 1933 年叠溪 7.5 级地震发生的地方,在不到 20 km 河道长度内,河面地势高差达 400 m。

我们实测了汶川的岷江阶地,该区岷江均发育五级阶地,其中一级阶地由青灰色砂砾石层构成,为堆积阶地,拔河高程为 4~6 m;二级阶地也由青灰色砂砾石层构成,为堆积阶地,拔河高程为 11~14 m;三级阶地由砂砾石层构成,为基座阶地,拔河高程为 38 m;四级阶地由砂砾石层构成,为基座阶地,拔河高程为 85 m;五级阶地由砂砾石层构成,为基座阶地,拔河高程为 120 m。对各阶地堆积物中的亚砂土进行热释光测年,获得 2 个年龄数据(图 2),其中二级阶地砂砾石层热释光年龄为 12700 ± 1000 a,

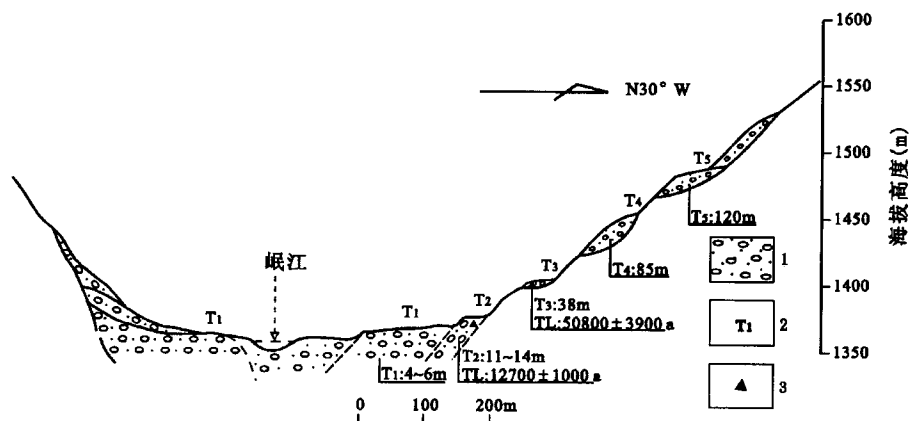


图 2 汶川岷江阶地剖面图

Fig. 2 The terrace sequence of Minjiang River in Wenchuan

1—砂砾石层;2—阶地级别;3—样品位置

1—Sandy gravel; 2—terrace sequence; 3—position of sample

三级阶地砂砾石层热释光年龄为 50800 ± 3900 a。

2.3 汶川—都江堰段岷江阶地

在岷江汶川—都江堰段,河谷形态以不对称谷地为特征,切割深度介于 $280 \sim 1500$ m,西岸陡,坡度为 $37^\circ \sim 39^\circ$,东岸缓,坡度为 $25^\circ \sim 30^\circ$,谷底宽 $200 \sim 400$ m,纵坡降比 7% 。我们实测了紫坪铺的岷江阶地,共发育五级阶地(图 3),其中三至五级阶地均为基座阶地,一至二级阶地均为堆积阶地;一级阶

地由褐色砂砾石层构成,拔河高程为 $10 \sim 12$ m;二级阶地由黄褐色亚砂土砾石层构成,拔河高程为 $30 \sim 31$ m,热释光年龄为 12300 ± 900 a;三级阶地由黄色砂砾石层构成,拔河高程为 46 m;四级阶地由黄褐色亚砂土砾石层构成,拔河高程为 $86 \sim 96$ m,热释光年龄为 52700 ± 4300 a;五级阶地由黄褐色亚砂土砾石层构成,拔河高程为 $164 \sim 170$ m,热释光年龄为 76600 ± 5700 a。

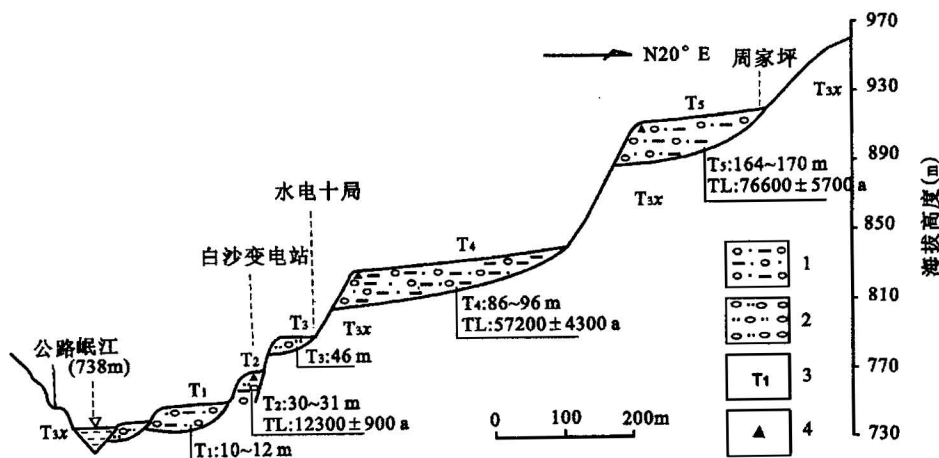


图 3 紫坪铺岷江阶地剖面图

Fig. 3 The terrace sequence of Minjiang River in Zipingpu

1—砂砾石层;2—亚砂土砾石层;3—阶地序列;4—样品位置

1—Sandy gravel; 2—gravel layer with sabulous clay; 3—terrace sequence; 4—position of sample

2.4 都江堰—成都段岷江阶地

岷江都江堰—成都段位于成都平原,纵坡降比 $4\% \sim 5\%$ 。我们实测了成都高店子岷江阶地剖面(图 4),共发育五级阶地,其中二至五级阶地均为基座阶地,一级阶地为堆积阶地。一级阶地由青灰色砂砾石层构成,拔河高程为 $3 \sim 4$ m, ^{14}C 年龄为 3000 a;二级阶地由土黄色砂质粘土构成,拔河高程为 $7 \sim 10$ m,热释光年龄为 20200 ± 1600 a;三级阶地由黄色粘土砂砾石层构成,拔河高程为 $18 \sim 20$ m,热释光年龄为 $30800 \pm 2500 \sim 40400 \pm 3300$ a;四级阶地由土黄色含砾亚粘土、砂砾石层构成,拔河高程为 $34 \sim 38$ m,热释光年龄为 55800 ± 2400 a;五级阶地由褐黄色粘土砾石层构成,拔河高程为 62 m,热释光年龄为 104600 ± 9200 a。

3 晚新生代岷江的下蚀速率

岷江阶地沉积和地貌特征是晚新生代河谷下切产物的记录,岷江河谷由下部“V”型谷和上部宽谷构成,表明岷江可能存在两个下切阶段,因此要计算

岷江下蚀速率,就必须确定下部“V”型谷和上部宽谷不同下切阶段的下蚀速率,比较它们是否具有-致性。下部“V”型谷中保存了阶地,因此我们可以利用阶地高程和测年资料计算河流的下蚀速率,但上部宽谷下蚀的时间难以确定,主要是缺乏标定宽谷下蚀时间的沉积证据。本文利用已实测的岷江阶地高程和测年资料计算岷江的下蚀速率,定量计算岷江不同河段的下蚀速率。计算结果表明(图 5),岷江源头(川西高原)的下蚀速率为 1.61mm/a ,松潘—汶川段(川西高原)的下蚀速率 1.19mm/a ,汶川—都江堰段(龙门山)的下蚀速率为 1.81mm/a ,都江堰—成都段(成都盆地)的下蚀速率为 0.59mm/a 。

以上结果表明,虽然在都江堰以西的岷江上游地区,河谷剖面几何形态特征表现为上部宽谷和下部“V”型谷,河谷的这种侵蚀形态特征显示了岷江干流可能存在 2 个主要的下切阶段,即早期为上部宽谷下切阶段,晚期为下部“V”型河谷下切阶段。但是计算表明,同一河段不同时期岷江的下蚀速率基

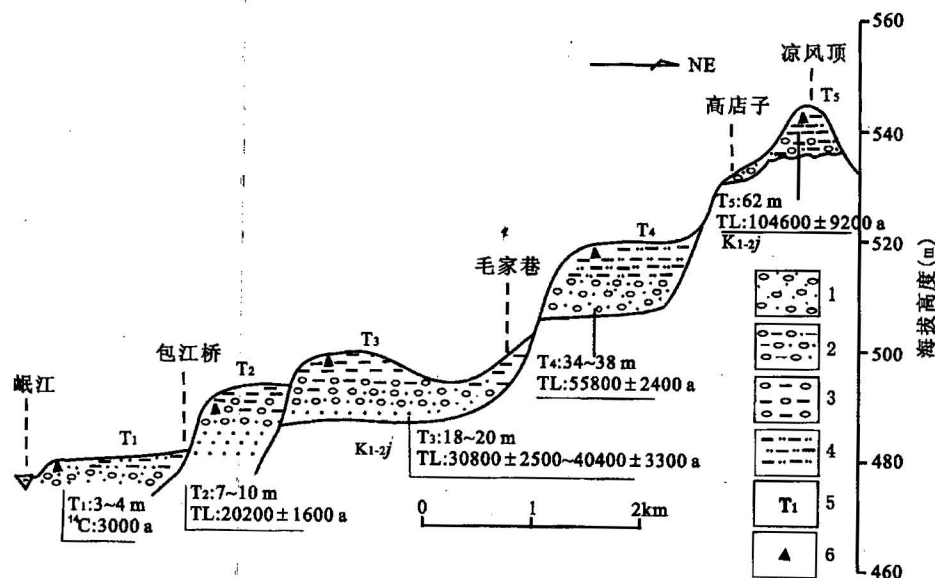


图 4 成都高店子岷江阶地剖面

Fig. 4 The terrace sequence of Minjiang River in Gaodianzi, Chengdu

1—砂砾石层; 2—亚砂土砾石层; 3—粘土砾石层; 4—粘土层; 5—阶地级别; 6—样品位置

1—Sandy gravel; 2—gravel layer with sabulous clay; 3—gravel layer with clay; 4—clay layer; 5—terrace sequence; 6—position of sample

本是连续变化的, 阶地高程与时间具有很好的线性关系(图 5), 因此不仅可用该下蚀速率作为下部“V”型谷的下蚀速率, 甚至作为上部宽谷的下蚀速率, 即可作为该河段岷江的下蚀速率。

4 岷江下蚀速率与龙门山表面隆升速率之间的定量关系

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, 国内外已发表了大量的有关探讨青藏高原隆升方面的论文, 但从研究思路和研究方法上, 大致可分为两大派别(施雅风等, 1998), 一些学者主要以表层环境变化的纪录(砾岩、夷平面、生物和古土壤等)来推算青藏高原的隆升, 另一些学者通过地球内部过程来研究喜马拉雅山和青藏高原的隆升(如矿物的裂变径迹测定、正断层和熔岩年龄测定等), 两种观点存在着明显的分歧和争论。但从理论上来看, 我们认为前者

揭示的是青藏高原的表面隆升(Surface uplift)过程, 后者揭示的是青藏高原的地壳隆升(Crust uplift)过程。但是青藏高原的表面隆升过程并不等于青藏高原的地壳隆升过程, 表面隆升还受控于剥蚀作用, 如果地壳隆升速率大于剥蚀速率, 表面隆升速率为正值; 如果地壳隆升速率小于剥蚀速率, 表面隆升速率为负值, 因此区分地壳隆升和表面隆升成为研究青藏高原隆升的重要问题。

山区河流阶地的形成主要与山脉的表面隆升作用、侵蚀基准面变化和气候变化相关, 如何建立阶

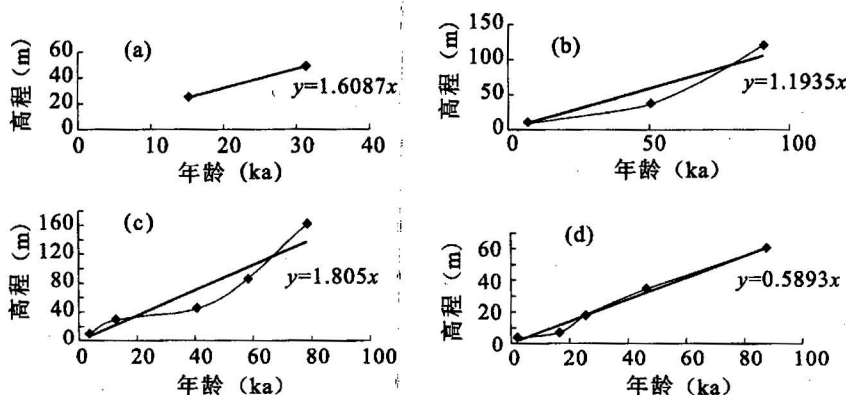


图 5 岷江不同河段的下蚀速率

Fig. 5 The incision rate of Minjiang River

(a)—章腊; (b)—汶川; (c)—紫坪铺; (d)—成都

(a)—Zhangla; (b)—Wenchuan; (c)—Zipingpu; (d)—Chengdu

地与山脉的隆升作用之间的相互关系,仍是当前地貌学界研究的难点。鉴于青藏高原东缘岷江下蚀的局部侵蚀基准面为成都平原,局部侵蚀基准面控制了龙门山地形、河流下蚀速率和成都盆地的沉积作用,加之该区处于同一个气候区带,因此我们可将局部侵蚀基准面和气候变化对阶地形成的控制作用约束为一个常数(K),这样青藏高原东缘边缘山脉龙门山岷江下蚀速率与隆升速率之间应存在线性关系,即: $V_r = KxV_s$,其中 V_r 为岷江下蚀速率, V_s 为龙门山表面隆升速率, K 为侵蚀基准面、气候变化和岩石抵抗侵蚀的能力等对阶地形成的控制过程进行约束的系数。现今龙门山的表面隆升速率(V_s)为 $0.3 \sim 0.4 \text{ mm/a}$ (大地测量结果,刘树根,1993),龙门山岷江的下切速率为 1.81 mm/a ,我们可求得系数 K 值为 $4.52 \sim 6.03$,平均为 5.28 ,进而建立龙门山河流下蚀速率与隆升速率之间的对应关系,即: $V_r = 5.28V_s$ 。这一方程的地质涵义在于龙门山河流下蚀速率大于龙门山表面隆升速率,龙门山河流下蚀速率是龙门山表面隆升速率的 5 倍。

5 晚新生代龙门山隆升的起始时间的初步标定

龙门山的高起伏陡地貌形成的时间是当前最为关注的问题之一。本文试图根据形成岷江河谷最大下蚀深度所需的时间和成都盆地岷江最古老冲积扇沉积物的形成时间推断青藏高原东缘龙门山隆升的起始时间。

5.1 基于岷江下蚀速率和最大下蚀深度推测的龙门山隆升的起始时间

从地表来看,龙门山的剥蚀作用由面状剥蚀作用和线状侵蚀作用构成,线状侵蚀作用又以河流的下蚀作用和冰川下蚀作用为特点,其中河流的下蚀作用是线状剥蚀作用的主体。因此龙门山陡坡地貌的形成主要是河流下蚀作用的产物,甚至可以说现今龙门山的地貌是河流侵蚀作用的残留体,河流最大的下蚀深度与残留的最高山顶面的相对高程具有一致性,因此,河流最大的下蚀深度可以反映龙门山的隆升幅度。

河流下蚀深度为河流下蚀残留的最高山顶面与河流下蚀残留的最低河床面之间的高差。岷江的下蚀深度在川西高原、龙门山和成都盆地是不同的,岷江上游的下蚀深度为 $1980 \sim 2550 \text{ m}$,松潘—汶川段的下蚀深度为 $2550 \sim 4150 \text{ m}$,汶川—都江堰段的下蚀深度为 $4150 \sim 4720 \text{ m}$,都江堰—成都段的下蚀深

度为 $60 \sim 80 \text{ m}$,显示了岷江下蚀速率在不同构造地貌单元存在差异性。

根据岷江不同河段的最大河流下蚀的深度和下蚀速率,我们可计算出最大河流下蚀深度所需的时间。计算结果表明,在岷江源头(川西高原),岷江河谷形成所需要的时间为 1.58 Ma ,在茂县—汶川段(川西高原),岷江河谷形成所需要的时间为 3.48 Ma ,在汶川—都江堰段(龙门山),岷江河谷形成所需要的时间为 2.61 Ma (?)。由此可获得岷江切割深度所需的时间为 $1.58 \sim 3.48 \text{ Ma}$,其中岷江最大切割深度所需的时间为 3.48 Ma 。这一时间值的地质涵义在于仅由于河流切割作用形成龙门山山峰的时间早于 3.48 Ma ,据此我们推测岷江形成的时间早于 3.48 Ma 。此外,根据没有山脉提供的高差,也就不可能形成河流这一基本公理,我们推测青藏高原东缘的边缘山脉——龙门山的初始形成时间也应早于 3.48 Ma 。

5.2 基于成都盆地岷江最古老冲积扇沉积物推测的龙门山隆升的时间

青藏高原东缘的前缘盆地成都盆地(图 1),是四川盆地的一部分,位于龙门山与龙泉山之间,北起安县秀水,南抵名山、彭山一线,面积约 8400 km^2 。盆地轴向为 $\text{NE}30^\circ \sim 40^\circ$ 。盆地限于龙门山山前断裂与龙泉山断裂之间,均为第四系沉积物覆盖,主要由岷江的冲积扇沉积物构成,沉降中心位于郫县、温江一带,最大沉积厚度可达 570 m ,在不同地段分别以角度不整合覆盖于侏罗系、白垩系和古近系不同时代的红层之上,界面上存在厚约 10 cm 的古风化石(何银武,1987)。该套沉积物自下而上可大致分为以下 2 套岷江冲积扇砾岩构成。下部为大邑砾岩,上部为名邛砾石层,表层红土化十分明显;此外在平原的表层,尚见二级以上(包括二级)阶地的冲积层和一级阶地及河漫滩冲积层,构成现今龙门山山前冲积扇及成都平原的主体,它们均是龙门山前缘地区发育的来源于岷江的河流相砾石层,是岷江发生和发展历史的沉积纪录。

成都平原西部地表的大邑砾岩剖面和盆地内的钻井剖面均揭示大邑砾岩是成都盆地中最古老的岷江冲积砾石层。因此,可以利用大邑砾岩形成的时间标定岷江形成的时间。近年来,我们对成都盆地西缘的大邑砾岩进行了地层学、沉积学和年代学研究(李勇等,2002a,2002b;王凤林等,2003),对 10 个大邑砾岩剖面的下部砂岩开展了电子自选共振测年研究,目前已获得 6 个 ESR 年龄值,分别为 2.3 Ma

(白塔湖剖面)、2.5 Ma(汤家沟剖面)、2.6 Ma(白岩沟剖面)、2.7 Ma(庙坡剖面)、2.7 Ma(大邑剖面)及3.6 Ma(丁家湾剖面),表明大邑砾岩形成的时间介于2.3 Ma~3.6 Ma之间。其中大邑砾岩的最古老的年龄为3.6 Ma。这一时间的地质含义为在成都盆地岷江冲积扇形成的时间早于3.6 Ma,据此我们推测岷江形成的时间早于3.6 Ma。此外,对大邑砾岩的物质成分和古流向分析表明(王凤林等,2003),大邑砾岩的砾石来源于龙门山,显然龙门山前缘地区的晚新生代河流相砾石层是标志龙门山古岷江水系发育的最重要和最为直观的证据。因此,大邑砾岩的出现不仅表明岷江于3.6 Ma前形成。而且龙门山也于3.6 Ma之前已初始形成。

值得指出的是根据岷江最大切割深度所需的时间(3.48 Ma)与龙门山前缘成都盆地发育的来源于岷江的最古老河流相砾石层的时间(3.6 Ma)十分相近,均反映了岷江形成的时间和龙门山的初始隆升和形成时间可能为3.48~3.6 Ma之间,其与青藏高原东北缘临夏盆地反映的3.4 Ma的强烈隆升和青藏运动(Li Jijun et al., 1995; 施雅风等, 1998)基本相当。

6 青藏高原东缘河流下蚀速率、表面隆升速率对龙门山成山机制的约束

山脉的起源和形成是地学界长期争论的问题(Ollier et al., 2000)。自Davis提出地貌旋回理论以来,科学家就剥蚀作用和构造作用对地貌的影响程度的争论已持续了100余年。板块构造理论提出后,板块间的碰撞和构造缩短一直被认为是山脉形成的主要机制,并成为统治流派,构造驱动的山脉成因说影响了近30年来人们对山脉的研究,加之受Davis的地理旋回或地貌旋回理论的影响,人们一般认为山脉构造形成后,在剥蚀作用的影响下,山脉剥蚀夷平,直至最终消失。同时,一些研究也表明,构造作用和剥蚀作用在相似的时间尺度上控制着地貌的形成,剥蚀和气候对山脉形成具有重要的控制作用,大量的剥蚀作用并未使山峰降低,反而使山峰在不断地增高,逐渐形成了与剥蚀相关的均衡成山理论(Pinter et al., 1997),并已成功地解释了澳洲大陆和北美西部山脉的隆升。

目前在国际上已提出了三种青藏高原边缘造山带的成山模式,即:①与构造缩短相关的构造成山模式;②与剥蚀相关的均衡成山模式;③第一和第二种

机制的结合。因此剥蚀作用在成山过程中的作用成为当前地貌学界研究的焦点(Masek et al., 1994; Summerfield et al., 1994; Montgomery, 1994; Ollier et al., 2000)。为了约束剥蚀作用与隆升作用相互关系及其在相似的时间尺度上对青藏高原东缘地貌的形成控制作用,本文试图根据岷江河谷的下蚀速率、表面隆升速率和活动构造推断青藏高原东缘的隆升机制。

6.1 青藏高原东缘活动构造对龙门山成山机制的约束

龙门山是中国最典型的推覆构造带,具有约42%~43%的构造缩短率,形成的主要时期为印支期和燕山期,沿彭灌—江油脆性冲断推覆构造带或前陆滑脱带分布有一系列的飞来峰群,它们形成于10Ma左右(Wilson et al., 2000)。近年来,在龙门山发现了与造山带平行的走滑作用, Li Yong等(Li Yong et al., 2000; 2001b)对青藏高原东缘活动构造的研究表明,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,表明晚新生代以来龙门山缺乏构造缩短产生的构造隆升作用,换言之,现今龙门山不是由于构造缩短形成的。这一研究成果也得到了古地磁(Enkin, 1991)(古地磁表明四川盆地在新近纪以来顺时针旋转了10°)、GPS测量成果(陈智梁等, 1998; Chen Z et al., 2000)和龙门山前缘缺乏新生代前陆盆地(Burchfiel et al., 1995; Li Yong et al., 2001a)等研究成果的支持。以上研究成果已表明与构造缩短相关的构造成山模式不适合于现今青藏高原东缘的龙门山。但是,刘树根等(1993, 1995, 2003)测定了龙门山的彭灌杂岩和宝兴杂岩地表样品的4个磷灰石裂变径迹年龄(分别为 6.5 ± 2.4 Ma、 4.8 ± 3.0 Ma、 8.7 ± 5.6 Ma、 10.5 ± 7.2 Ma),结果表明中新世以来该两个岩体上部已有至少5~6 km的岩石被剥蚀掉了,平均剥蚀速率为0.5~0.6 mm/a,也表明与剥蚀相关的均衡成山模式可能是晚新生代龙门山的主要形成机制。

6.2 青藏高原东缘河流下蚀速率对龙门山成山机制的约束

计算结果业已表明,岷江各河段的下蚀速率不同,在川西高原地区岷江的下蚀速率为1.07~1.61 mm/a,平均值为1.29 mm/a;在龙门山地区为1.81 mm/a,在成都平原地区为0.59 mm/a;龙门山地区岷江的下蚀速率最高,约为川西高原地区岷江的下蚀速率的1.5倍,约为成都平原地区岷江的下蚀速

率的3倍(图6)。

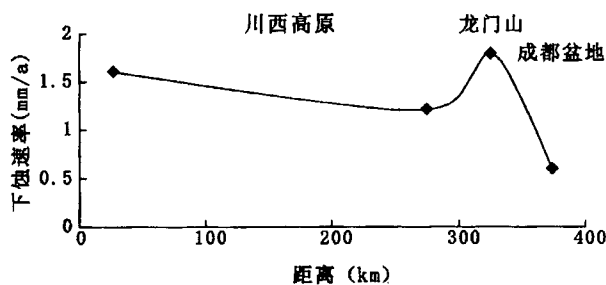


图6 青藏高原东缘不同地貌单元的岷江下蚀速率对比图

Fig. 6 The incision rate of Minjiang River in three first-order geomorphic units of the eastern margin of Qinghai-Tibet plateau

显然青藏高原东缘的青藏高原地貌区、龙门山高山地貌区和山前冲积平原区的岷江的下蚀速率不同,显示了龙门山地区岷江的下蚀速率不仅大于成都平原的下蚀速率,而且大于川西高原的下蚀速率,即在地面最高的地区,河流下蚀速率最大,在地面最低的地区,河流下蚀速率最小。

因此,青藏高原内部与边缘山脉在岷江的下蚀速率方面是不同的,边缘山脉岷江的下蚀速率并不等于青藏高原内部的岷江的下蚀速率,青藏高原东缘三个一级地貌单元是导致河流下切速率不同的最主要的控制因素,它们在河流下蚀速率、河流下蚀机制和河流下蚀过程等方面也应不同。鉴于岷江下切侵蚀是青藏高原东缘表面剥蚀作用的最主要的贡献者,两者具有线性关系,因此在青藏高原东缘,龙门山的剥蚀速率最大,而龙门山高山地貌区又是青藏高原东缘最高的地貌区,显示地面愈高河流剥蚀速率愈大,地面愈低河流剥蚀速率愈小,因此,地面隆升的幅度与河流下蚀速率呈正比关系,我们推测河流下蚀速率的差异是导致青藏高原东缘地貌分异的主要控制因素之一,即龙门山高于川西高原的主要机制与剥蚀作用相关,表明与剥蚀相关的均衡成山模式可能是导致龙门山高于川西高原的主要机制。

6.3 青藏高原东缘表面隆升速率对龙门山成山机制的约束

根据前文已建立的龙门山河流侵蚀速率与隆升速率之间的对应关系,我们可以根据川西高原岷江的下切速率反演其隆升速率,计算表明,川西高原的表面隆升速率为 $0.2 \sim 0.3 \text{ mm/a}$,成都平原的表面隆升速率为 0.11 mm/a ,其中川西高原的表面隆升

速率仅为龙门山表面隆升速率的 $2/3$,成都平原的表面隆升速率仅为龙门山表面隆升速率 $1/3$,显示了龙门山的表面隆升速率不仅大于成都平原的表面隆升速率,而且大于川西高原的隆升速率,显然表面隆升速率可能是导致青藏高原东缘三个一级地貌单元的最主要的控制因素,即:龙门山高山地貌区最大,青藏高原地貌区的表面隆升速率次之,山前冲积平原区的表面隆升速率最小。

因此,青藏高原内部与边缘山脉在表面隆升速率方面是不同的,边缘山脉的表面隆升并不等于青藏高原内部的表面隆升,两者在隆升机制和隆升过程等方面也应不同。鉴于龙门山地区的河流下切速率和表面隆升均大于川西高原的河流下切速率和表面隆升,因此,如果说青藏高原内部的隆升以构造隆升为主,那么以龙门山为代表的边缘山脉的隆升应以剥蚀隆升和构造隆升结合为特点。

7 结论

本文以青藏高原东缘典型地区,选择岷江阶地作为切入点,探索青藏高原边缘山脉河流下蚀速率与山脉的隆升作用之间的相互关系,获得以下初步成果:

(1)利用阶地高程和热释光年代学测年资料分别定量计算了岷江在川西高原、龙门山和成都盆地的下蚀速率,结果表明岷江各河段的下蚀速率明显不同,在川西高原地区的下蚀速率为 $1.07 \sim 1.61 \text{ mm/a}$;在龙门山地区的下蚀速率为 1.81 mm/a ,在成都平原地区的下蚀速率为 0.59 mm/a ;而同一河段不同时期岷江的下蚀速率基本是连续的,具有很好的线性关系,可作为该河段整个河谷的下蚀速率。

(2)在约束局部侵蚀基准面和气候变化对阶地形成的控制作用的基础上,基于龙门山的表面隆升速率($0.3 \sim 0.4 \text{ mm/a}$),本文建立了青藏高原东缘岷江下蚀速率与龙门山表面隆升速率之间的线性关系,结果表明河流下蚀速率约为山脉表面隆升速率的5倍。

(3)青藏高原东缘三个一级地貌单元(青藏高原地貌区、龙门山高山地貌区和山前冲积平原区)表面隆升速率不同,川西高原的表面隆升速率为 $0.2 \sim 0.3 \text{ mm/a}$,成都平原的表面隆升速率为 0.11 mm/a 。

(4)青藏高原内部与边缘山脉在隆升速率方面是不同的,边缘山脉的隆升并不等于青藏高原内部的隆升,其中边缘山脉的隆升以剥蚀隆升为主。

(5)根据岷江最大切割深度所需的时间(3.48

Ma)和成都盆地最古老的岷江冲积扇大邑砾岩的时间(3.6 Ma),我们推测龙门山的初始隆升和形成时间可能早于 3.6 Ma。

以上研究成果表明,在一定的时空范围内,河流下蚀速率与表面隆升速率之间存在一定的线性关系,其约束系数可能因地而异,所以不能将某处的河流下蚀速率作为该处的表面隆升速率。但是,在约束剥蚀作用与隆升作用相互关系及其在相似的时间尺度上对青藏高原东缘地貌形成的控制作用的基础上,至少我们可以根据岷江河谷的最大下蚀深度和下蚀速率推断青藏高原东缘形成的时间、表面隆升速率和隆升机制。

致谢: 本文完成后曾得到李永昭教授的审阅,并提出宝贵的修改意见。黎兵清绘部分图件,在此一并致谢。

参 考 文 献

- 陈智梁,刘宇平,张选阳,等. 1998. 全球定位系统测量与青藏高原东部流变构造. 第四纪研究, 2: 262~270.
- 何银武. 1987. 试论成都盆地(平原)的形成. 中国区域地质, 2: 169~175.
- 李勇,曾允孚,伊海生. 1995. 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, 1~91.
- 李勇,侯中健,司光影,等. 2002a. 青藏高原东缘新生代构造层序与构造事件. 中国地质, 29(1): 30~35.
- 李勇,李永昭,周荣军,等. 2002b. 成都平原第四纪化石冰楔的发现及古气候意义. 地质力学学报, 8(4): 341~346.
- 刘树根. 1993. 龙门山冲断带与川西前陆盆地形成演化. 成都: 成都科技大学出版社, 17~117.
- 刘树根,罗志立,戴苏兰,等. 1995. 龙门山冲断带的隆升和川西前陆盆地的沉降. 地质学报, 69(3): 204~214.
- 刘树根,罗志立,赵锡奎,等. 2003. 中国西部盆山系统的耦合关系及其动力学模式——以龙门山造山带——川西前陆盆地系统为例. 地质学报, 77(2): 177~186.
- 潘保田,郭光剑,王义祥,等. 2000. 祁连山东段沙河沟阶地的年代与成因. 科学通报, 45(24): 2669~2675.
- 施雅风,李吉均,李炳元. 1998. 青藏高原晚新生代隆升与环境变化. 广州: 广东科学技术出版社, 1~74.
- 唐荣昌,韩渭宾. 1993. 四川活动断裂与地震. 北京: 地震出版社, 1~192.
- 王国芝,王成善,刘登忠,等. 1999. 滇西高原第四纪以来的隆升和剥蚀. 海洋地质与第四纪地质, 19(4): 67~74.
- 王凤林,李勇,李永昭,等. 2003. 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), 30(20): 139~146.
- 赵小麟,邓起东,陈社发,等. 1994. 岷山隆起的构造地貌学研究. 地震地质, 16(4): 429~439.

References

- Burchfiel B C, Chen Z, Lin Y, et al. 1995. Tectonics of the Longmenshan and adjacent regions, central China. International Geology Review, 37: 661~735.
- Chen Zhiliang, Liu Yuping, Zhang Xuanyang, et al. 1998. GPS

- survey and the rheologic structures with in the eastern Tibetan plateau. Quaternary Science, 2: 262~270 (in Chinese with English abstract).
- Chen Z, et al. 2000. Global positioning system measurements from eastern Tibet and their implications for India/Eurasia intercontinental deformation. JGR, 105(B7): 16215~16227.
- Enkin R J. 1991. The stationary Cretaceous paleomagnetic pole of Sichuan (south China block). Tectonic, 10(3): 547~559.
- He Yinwu. 1987. On the formation of Chengdu Basin. Regional Geology of China, 2: 169~175 (in Chinese with English abstract).
- Kirby E, Whipple K X, Burchfiel B C, et al. 2000. Neotectonics of the Min Shan, China: Implications for mechanisms driving Quaternary deformation along the eastern margin of the Tibetan Plateau. GSA Bulletin, 112(3): 375~393.
- Li Jijun, Fang Xiaomin. 1995. Uplift of Qinghai—Xizang (Tibet) plateau and global change. Lanzhou University Press, 1~207.
- Li Yong, Zeng Yufu, Yi Haisheng. 1995. Sedimentary and tectonic evolution of the Longmenshan foreland basin, western Sichuan, China. Chengdu: Press of Chengdu University of Science and Technology, 1~92 (in Chinese).
- Li Yong, Ellis M, Densmore A, et al. 2000. Active tectonics in the Longmen Shan region, eastern Tibetan Plateau. EOS Transactions of American Geophysical Union, 81(48): 1109.
- Li Yong, Alexander L Densmore, Philip A Allen, Xu Qiang. 2001a. Sedimentary responses to thrusting and strike-slipping of Longmen Shan along eastern margin of Tibetan Plateau, and their implication of Cimmerian continents and India/Eurasia collision. Scientia Geologica Sinica, 10(4): 223~243.
- Li Yong, Ellis M, Densmore A, et al. 2001b. Evidence for active strike-slip faults in the Longmen Shan, eastern margin of Tibet. EOS Transactions of American Geophysical Union, 82(47): 1104.
- Li Yong, Hou Zhongjian, Si Guangying, et al. 2002a. Cenozoic tectonic sequence and event of the eastern margin of the Tibetan Plateau. Geology of China, 29(1): 30~35 (in Chinese with English abstract).
- Li Yong, Li Yongzhao, Zhou Rongjun, et al. 2002b. The discovery of the Quaternary fossil ice-wedges in Chengdu plain. Journal of Geomechanics, 8(4): 341~346 (in Chinese with English abstract).
- Liu Shugen. 1993. The formation and evolution of Longmenshan thrust zone and western Sichuan, China. Chengdu: Press of Chengdu University of Science and Technology, 17~117 (in Chinese).
- Liu Shugen, Luo Zhili, Dai Sulan, et al. 1995. The uplift of the Longmenshan thrust belt and subsidence of the western Sichuan foreland basin. Acta Geologica Sinica, 69(3): 204~214 (in Chinese with English abstract).
- Liu Shugen, Luo Zhili, Zhao Xikui, et al. 2003. Coupling relationships of sedimentary basin—Orogenic belt systems and their dynamic models in west China. Acta Geologica Sinica, 77(2): 177~186 (in Chinese with English abstract).
- Montgomery D R. 1994. Valley incision and uplift of mountain peaks. JGR, 99: 13913~13921.
- Masek J G, Isacks B L, Gubbels T L, Fielding E J. 1994. Erosion and tectonic at the margin of continental plateaus. JGR, 99(B7): 13941~13956.

- Maddy D. 1997. Uplift-driven valley incision and river terrace formation in southern England. *JQS*, 12(6):539~545.
- Ollier C, Pain C. 2000. The origin of mountain. Routledge, 1~100.
- Pinter N, Brandon M T. 1997. How erosion builds mountains. *Scientific American*, 276(4):74~79.
- Pan Baotian, Wu Guangjian, Wang Yixiang, et al. 2001. The chronology and formation of terrace, in Shahegou, eastern segment of Qilianshan. *Chinese Science Bulletin*, 45(24):2669~2675 (in Chinese).
- Shi Yafeng, Li Jijun, Li Bingyuan. 1998. Uplift and environmental changes of Qinghai - Xizang (Tibetan) plateau in the Late Cenozoic. Guangzhou: Guangdong Science and Technology Press, 1~74 (in Chinese).
- Summerfield M A, Hulton N J. 1994. Natural controls on fluvial denudation rates in major drainage. *JGR*, 99:13871~13883.
- Tang Rongchang, Han Weibin. 1993. Active fault and earthquake of Sichuan. Beijing: Earthquake Press, 1~192 (in Chinese).
- Wilson C J L, Li Yong, et al. 2000. Field Guidebook for the Eastern Margin of Qinghai - Tibet Plateau, China. 15th Himalaya - Karakoram-Tibet Workshop, Chengdu, China, 1~50.
- Wang Guozhi, Wang Chengshan, Liu Dengzhong, et al. 1999. Uplift and denudation of the western Yunan plateau in Quaternary. *Marine Geology and Quaternary Geology*, 19(4):67~74 (in Chinese with English abstract).
- Wang Fenglin, Li Yong, Li Yongzhao, et al. 2003. Sedimentary characteristic of the Cenozoic Dayi conglomerate in Chengdu basin. *Journal of Chengdu University of Technology (Science and Technology Edition)*, 30(2):139~146 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Xiaolin, Deng Qidong, Chen Shefa, et al. 1994. Tectonic geomorphology of Minshan uplift. *Seismogeology*, 16(4):429~439 (in Chinese with English abstract).

Late Cenozoic Minjiang Incision Rate and Its Constraint on the Uplift of the Eastern Margin of the Tibetan Plateau

LI Yong^{1,2)}, CAO Shuyou²⁾, ZHOU Rongjun³⁾, A. L. DENSMORE⁴⁾, M. A. ELLIS⁵⁾

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

2) *School of Hydraulics and Electric Power, Sichuan University, Chengdu, Sichuan 610064*

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

4) *Institute of Geology, Department of Earth Sciences, ETH Zentrum, CH-8092 Zürich, Switzerland*

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

Abstract

The large-scale morphology of the eastern margin of the Tibetan plateau can be divided into three zones, the Tibetan plateau, Longmen Mnt. and Sichuan basin. To understand the relationship between uplift rate and Minjiang incision rate in the region, we calculated the incision rate of the Minjiang River using terrace and its TL ages, and the results indicate that the Minjiang incision rate is 1.07~1.61 mm/a in the Tibetan Plateau, 1.81 mm/a in the Longmen Mnt., and 0.59 mm/a in the Sichuan Basin. Based on these key data and surface uplift rate of the Longmen Mnt. (0.3~0.4 mm/a, we established the late Cenozoic coupling relationship between incision rate and surface uplift rate, and incision rate is five times the surface uplift rate in the Longmen Mnt. According to the time span (3.48 Ma) of forming the maximum depth of dissection and the age (3.6 Ma) of oldest Minjiang Fan deposit in the Chengdu Basin, we inferred that the uplift of the Longmen Mnt. began from 3.6 Ma, and the mountain building models of the Longmen Mnt. had been constrained to both erosion uplift and tectonic uplift.

Key words: eastern margin of the Tibetan Plateau; terrace; Minjiang River; incision rate; surface uplift rate